Über die atmosphärischen Zustände bei Gewittern

(Unter besonderer Berücksichtigung der Ostgewitter und mehrtägiger Gewitterperioden)

Inaugural-Dissertation
zur Erlangung der Doktorwürde
genehmigt von der
Philosophischen Fakultät der Friedrich-Wilhelms-Universität
zu Berlin

von

RICHARD SCHERHAG
aus Düsseldorf

Tag der mündlichen Prüfung: 29. Januar 1931
Tag der Promotion: 24. Februar 1931

205

Referenten: Prof. Dr. H. von Ficker
Prof. Dr. A. Defant

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Inhaltsverzeichnis

Einleitung 5

I. Der Einfluß der meteorologischen Elemente auf die Gewitterbildung 7

A. Die Einwirkung der örtlichen meteorologischen Faktoren 7

1. Die Beziehung zwischen Luftdruck und Gewittern 7
2. Die Beziehung zwischen Temperatur und Gewittern 12
3. Die Beziehung zwischen Dampfdruck und Gewittern 14
4. Die Anzahl der Gewittertage einzelner Jahre als Funktion von Luftdruck, Temperatur und Dampfdruck 16

B. Die Einwirkung der regionalen Verteilung der meteorologischen Faktoren 20

1. Die Bedeutung der Art der Luftbewegung 20
2. Die Beziehung zwischen der vertikalen Verteilung der Temperatur und relativen Feuchtigkeit und den Gewittern 21
3. Die typischen Wetterlagen, bei denen längere Gewitterperioden eintreten 24
4. Länge und Heftigkeit der verschiedenen Gewittertypen 25

II. Über die Entstehung und Fortpflanzung der Gewitter 26

A. Über die Fortpflanzung eines Gewitters 26

1. Der untere Kaltluftkeil 26
2. Die günstigsten Bedingungen für die Fortpflanzung eines Gewitters 28
3. Der Einfluß von Sümpfen und Seen auf die Gewitter 29
4. Der Einfluß eines Gewitterzuges auf nachfolgende Gewitter 30
5. Die vorangehende Abkühlung der oberen Schichten 31
6. Die Kälte der Wolken 32

B. Bemerkungen zur Entstehung der Gewitter 33

1. Der Einfluß der Topographie 33
2. Die Feuchtlabilität 34

C. Ursache und Entstehung der Westgewitter 34

1. Die bei ihnen herrschende Druck-, Temperatur- und Strömungsverteilung 35
2. Die vorangehende Abkühlung der oberen Schichten 35

D. Ursache und Entstehung der Ostgewitter 36

1. Die bei ihnen herrschende Druck-, Temperatur- und Strömungsverteilung 37
2. Die Bedeutung der Grenzflächen für diese Gewitter 37
3. Ihr Zusammenhang mit den Gewittern zwischen warmen und kalten Räumen 38
4. Die Gewitter vom 10. und 11. Mai 1910 39
5. Über die Ursachen der Entstehung der Ostgewitter 40

E. Die Nordwestgewitter 41

1. Die Art ihres Auftretens 41
2. Ihre Verwandtschaft mit den Ostgewittern 41
3. Über ihre Ursachen 41

III. Beispiele 42
A. Die Gewitterperiode vom 2.—17. Juni 1910 42
1. Allgemeine Begrenzung der Gewitterzone 42
2. Vorhergehende Wetterlage 45
3. Die Entwicklung der Wetterlage während der Gewitterperiode 46
4. Die Druckwellen 49
5. Der Druckgang einzelner Stationen 59
6. Der Gang der meteorologischen Elemente in Potsdam 59
7. Die Südwestgewitter vom 2.—4. Juni 60
a) Mittlere Luftdruckverteilung vom 2.—4. Juni 60
b) Die Gewitter dieser Tage 61
8. Die Südost- und Ostgewitter vom 5.—14. Juni 61
a) Die mittlere Luftdruckverteilung vom 5.—14. Juni 61
b) Mittlere Maxima der potentiellen Temperatur vom 5.—14. Juni 63
9. Zerlegung der Gewitterperiode in 3 Abschnitte nach den barometrischen und thermischen Tendenzen 64
a) Die Druckverteilung vom 5.—8. VI. 64
b) Die Druckverteilung vom 9.—11. VI. 64
c) Die Druckverteilung vom 12.—14. VI. 64
10. Der Zusammenhang der Temperaturmaxima mit der Luftdruckverteilung 64
a) Temperaturmaxima und Druckverteilung am 4. u. 5. Juni 66
b) Temperaturmaxima und Druckverteilung vom 6.—8. Juni 66
c) Temperaturmaxima und Druckverteilung vom 9.—11. Juni 67
d) Temperaturmaxima und Druckverteilung vom 12.—14. Juni 67
11. Feuchtlabilität und Gewitterbildung 67
12. Die Grenzflächengewitter vom 5. Juni 70
13. Der Einfluß von Temperatur und Taupunkt auf die Gewitterentstehung 72
14. Zusammenfassung dieses Beispiels 74
B. Die Gewitterperiode vom 28. April bis 1. Mai 1913 74
1. Allgemeine Begrenzung der Gewitterzone 74
2. Vorhergehende Entwicklung der Wetterlage 74
3. Die Entwicklung der Wetterlage während der Gewitterperiode 75
4. Die Gewitter vom 28. April 1913 76
5. Die Gewitter vom 29. April 1913 78
6. Die Gewitter vom 30. April 1913 79
7. Die Gewitter vom 1. Mai 1913 80
8. Die Neigung der Grenzfläche 83
9. Die Stabilitätsverhältnisse und die Entstehung der Gewitter 84
10. Berechnung der Luftdruckverteilung in 1000 m Höhe 87
11. Zusammenfassung dieses Beispiels 89
C. Die Gewitter vom 8. Juli 1926 90
D. Die Gewitter vom 8.—9. Juli 1927 93
Zusammenfassung 95

Einleitung

Im folgenden wird zunächst der Zusammenhang der Gewitter mit den meteorologischen Elementen etwas näher erforscht. Im zweiten Teil wird ihre Entstehung und Fortpflanzung behandelt unter besonderer Berücksichtigung längerer Gewitterperioden und der Ostgewitter. Schließlich folgt eine Darstellung der längsten Potsdamer Gewitterperiode, und es werden auch noch an einigen anderen Beispielen die Ursachen für die Entstehung von Ostgewittern untersucht. —

Es wurden dabei — wenn nicht anders bemerkt — alle Temperaturen stets in ^{0}C und alle Luftdruckwerte in mm Hg angegeben.

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41547615_0016

I. Der Einfluß der meteorologischen Elemente auf die Gewitterbildung.

Die allgemeinen Zusammenhänge zwischen den Gewittern und den meteorologischen Elementen lassen sich am besten statistisch erfassen. Allerdings muß man sich stets aller Nachteile einer solchen Methode bewußt bleiben.

A. Die Einwirkung der örtlichen meteorologischen Faktoren.

Dieser Untersuchung wurden die Beobachtungen des meteorologischen Observatoriums in Potsdam[1]) zugrunde gelegt. Diese Station kann als Repräsentant für das mittlere Norddeutschland angesehen werden, und es ist anzunehmen, daß die gleichen Resultate auch auf Grund der Messungen an anderen Orten Mitteleuropas erhalten werden können. Potsdam schien sich für diesen Zweck besonders zu eignen, weil dort sehr genaue Gewitterbeobachtungen bis zum Jahre 1917 ausgeführt und veröffentlicht wurden. Da ihre Zusammenstellung von 1918 an unterblieb, wurde zu den Berechnungen der fünfundzwanzigjährige Zeitraum von 1893—1917 verwandt.

1. Die Beziehung zwischen Luftdruck und Gewittern.

Ein Einfluß des Luftdrucks auf die Gewitterhäufigkeit ist seit langem bekannt. Es ist durch Untersuchungen von Prohaska[2]), Prestel[3]), Klossowsky[4]) für Rußland, Monné[5]) für Holland und Héjas[6]) für Ungarn nachgewiesen worden, daß die meisten Gewitter bei mittlerem Luftdruck aufzutreten pflegen. Hann[7]) gibt dafür folgende 2 Tabellen:

Tabelle 1.

Die Häufigkeit der Gewitter bei verschiedenem Luftdruck für die Ostalpen (1885—1887) nach K. Prohaska.

Luftdruckabweichungen vom Mittel:											
über dem Mittel						unter dem Mittel					
11—7	7—5	5—3	3—1	+1 bis −1	1—3	3—5	5—7	7—9	9—11	11—15	15—19
Zahl der Gewittermeldungen pro Tag (1885—1887)											
4,0	14,9	30,4	36,6	39,8	33,0	27,0	26,8	24,6	10,1	11,2	0,9

[1]) Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen in Potsdam, Jahrgang 1893—1917.

[2]) Besprochen von J. Hann, Karl Prohaskas Untersuchungen über die Gewittererscheinungen in Steiermark, Kärnten und Oberkrain. Met. Z. VI, S. 176 (1889).

[3]) M. A. F. Prestel, Die geographische Verbreitung der Gewitter in Mitteleuropa usw. Sitz.-Ber. d. k. Akad. d. Wiss., math.-nat. Cl. Bd. XXIX, Nr. 12 (Wien 1858).

[4]) A. Klossowsky, Les orages en Russie (Odessa 1886).

[5]) A. J. Monné, Onweer of weerlicht bij verschillende barometerstanden. Hemel en Dampkring I, S. 345 (1903), Referat Met. Z. XXI, S. 39 (1904). — Onweer of weerlicht bij verschillende barometerstanden. Hemel en Dampkring XIV, S. 27 (1916), Referat Met. Z. XXXIV, S. 43 (1917).

[6]) A. Héjas, Häufigkeit der Gewitter bei verschiedenen Barometerständen in Ungarn. Met. Z. XXI, S. 280 (1904).

[7]) Hann-Süring, Lehrbuch der Meteorologie, 4. Auflage, S. 700 (Leipzig 1926).

Tabelle 2.

Die Gewitterhäufigkeit in ihrer Beziehung zum Luftdruck in Rußland nach Klossowsky.

Luftdruck (red. a. N.N.): ...	740—745	745—750	750—755	755—760	760—765
Gewitterhäufigkeit in %: ...	0,6	4,6	35,5	48,0	11,2

Aus ihnen ersehen wir, daß die Gewitterhäufigkeit sowohl bei positiver als auch bei negativer Druckabweichung stark abnimmt. Es kommen aber doch bei hohem Barometerstand wesentlich weniger Gewitter vor als bei niedrigem. Hierbei ist zu berücksichtigen, daß auch die Zahl der Luftdruckabweichungen vom Mittel mit steigender Größe rasch abnimmt und lediglich deshalb die Gewitterhäufigkeit sinkt. Einen besseren Überblick erhält man daher, wenn man die Gewitter-Wahrscheinlichkeit als Funktion des Luftdrucks berechnet — d. h. den Quotienten aus der Gewitterhäufigkeit und der des Luftdrucks bildet.

Eine solche Untersuchung hat Monné[8]) im Anschluß an seine vorhergehenden veröffentlicht, und er findet folgende Gewitterwahrscheinlichkeit für Holland, wenn er die größte bei 754 mm Luftdruck = 1 setzt (Tabelle 3):

Tabelle 3.

Die Gewitterwahrscheinlichkeit als Funktion des Luftdrucks nach Monné.

Luftdruck	Gewitter-Wahrscheinlichkeit	Luftdruck	Gewitter-Wahrscheinlichkeit	Luftdruck	Gewitter-Wahrscheinlichkeit
769	0,01	760	0,53	751	0,62
768	0,00	759	0,50	750	0,65
767	0,04	758	0,59	749	0,49
766	0,04	757	0,87	748	0,56
765	0,12	756	0,89	747	0,52
764	0,18	755	0,85	746	0,43
763	0,21	754	1,00	745	0,32
762	0,35	753	0,85		
761	0,44	752	0,81		

Das Maximum der Gewitterwahrscheinlichkeit tritt also bei einem Luftdruck von 754 mm ein, ein Wert, der wesentlich niedriger liegt als der Scheitelpunkt der Häufigkeitskurve der Gewitter. Zu dem gleichen Ergebnis war bereits Richter[9]) an Hand weniger Beobachtungen gelangt.

Um den Zusammenhang zwischen dem Luftdruck und der Gewittertätigkeit auch für Deutschland zu ermitteln, wurde die Häufigkeit bestimmter Intervalle des mittleren Luftdrucks aller Tage der Monate Mai bis August 1893—1917 zu Potsdam ausgezählt. Dieser Untersuchung wurden die unreduzierten Druckwerte zugrunde gelegt. Es wurde also z. B. festgestellt, wie oft das Tagesmittel des Luftdrucks zwischen 757,0 und 757,9 mm lag usw. Das Ergebnis zeigen Spalte c in Tabelle 4 (S. 10) und Fig. 1 (S. 9).

In Fig. 1 stellt die untere Seite der Abszisse die nicht reduzierten Potsdamer Luftdruckwerte dar, und es bedeutet z. B. 752.5 einen Barometerstand zwischen 752,0 und 752,9 mm. An der Oberseite der x-Achse sind die auf das Meeresniveau reduzierten Barometerstände aufgetragen, die durch Hinzuzählen von 8.0 mm erhalten wurden. Denn bei einer Temperatur von 15° und einem Luftdruck von 752 mm sind bei einer Barometerhöhe von 84.9 m

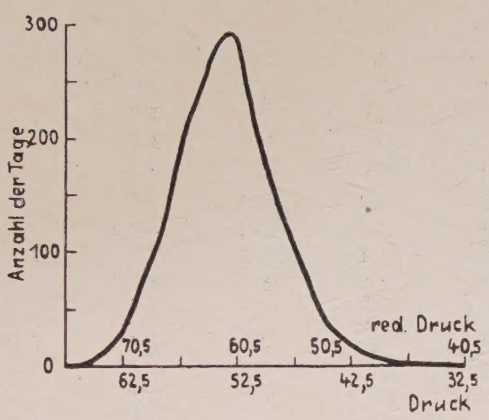
[8]) A. J. Monné, Onweer of weerlicht en barometerstanden. Hemel en Dampkring XIV, S. 53 (1916), Referat Met. Z. XXXIV, S. 43 (1917).

[9]) A. Richter, Zur Gewitterkunde. Zeitschr. f. Met. XIV, S. 314 (1879). — Statistik der Gewitter in der Grafschaft Glatz in den Jahren 1877—1880. Vierteljahrschrift für Geschichte und Heimatkunde der Grafschaft Glatz, I, S. 76 u. 172 und Zeitschr. f. Met. XVII, S. 328 (1882).

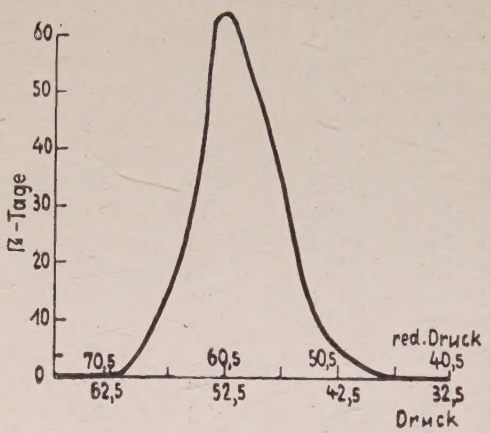
7.6 mm zu addieren. Dazu kommt ein Betrag von 0.5 mm für die Schwere-Korrektion auf 45° Breite. Die Summe ergibt rund 8 mm.

Die folgenden Bemerkungen mögen den durch diese mittlere Reduktion begangenen Fehler illustrieren: Die Reduktion beträgt bei 0 Grad und 770 mm Druck 8.2 mm und bei 25° und 740 mm Barometerstand 7.2 mm. Im allgemeinen wird im Sommer die Temperatur zwischen 10° und 20° und der Luftdruck zwischen 740 und 760 mm schwanken. Das ergibt als maximale Differenz der Korrektionsbeträge 0.5 mm.

Figur 1 zeigt die übliche Form der Gaußschen Kurve. Sie erreicht ihr Maximum bei einem Luftdruck von 761—762 mm, fällt von dort, ohne auf beiden Seiten große Gegensätze zu zeigen, rasch ab und nähert sich asymptotisch der Abszisse.



Figur 1. Häufigkeit der Luftdrucktagesmittel (Potsdam 1893—1917, V—VIII).



Figur 2. Luftdruck und Gewittertage (Potsdam 1893—1917, V—VIII).

Nun wurden aus den Beobachtungsbüchern alle Tage herausgesucht, an denen in den Monaten Mai bis August Gewitter beobachtet wurden. Als Gewittertag galt jeder, an dem mindestens ein Donner gehört wurde. Wetterleuchten wurde ausgeschlossen. Die Luftdruckwerte dieser 584 Gewittertage wurden nach den einzelnen Intervallen geordnet und dies ergab die Luftdruckhäufigkeit an Gewittertagen.

Das Ergebnis zeigt Spalte d der Tabelle 4 (S. 10); Figur 2 gibt gleichzeitig die graphische Darstellung. Die Abszissenachse hat die gleiche Bedeutung wie in Fig. 1, auf der Ordinate ist die Anzahl der Gewittertage aufgetragen.

Der Verlauf dieser Kurve stimmt mit den Ergebnissen der früheren Untersuchungen überein. Die meisten Gewitter entluden sich bei mittlerem Luftdruck, und die Häufigkeitskurve fällt nach beiden Seiten rasch ab. Ihr Maximum erreicht sie bei einem Barometerstand von 760.5 mm (reduziert), ein Wert, der 1 mm tiefer liegt als bei der Luftdruckhäufigkeitskurve.

Der Quotient aus der Anzahl der Gewittertage in einem bestimmten Druckintervall und der Häufigkeit der Tage mit solchem Luftdruck überhaupt stellt die Gewitterwahrscheinlichkeit als Funktion des Barometerstandes dar. Die Ergebnisse stehen unter Spalte f der Tabelle 4.

Gegen die extremen Werte des Luftdrucks zeigen sowohl die Häufigkeiten aller Tage als auch der Gewittertage eine beträchtliche Abnahme. Damit hängt aber der Quotient in doppelter Hinsicht vom Zufall ab. Um diesen Fehler auszugleichen, sind in Spalte g der nachstehenden Tabelle bei den Extremwerten je zwei oder drei Einzelwerte zu einem Mittelwert vereinigt. Die so erhaltenen Werte der Gewitterwahrscheinlichkeit stellt Fig. 3

Tabelle 4.

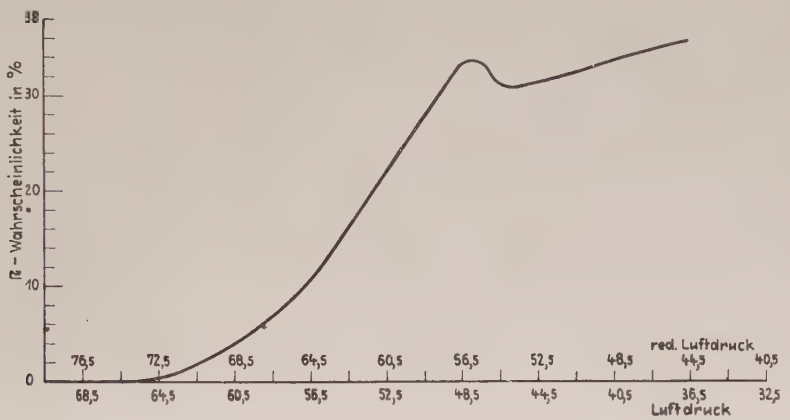
Luftdruck und Gewitter (Potsdam 1893—1917, V—VIII).

a	b	c	d	e	f	g	h	i
Luftdruck	red. a. N. N.	Häufigkeit	Gewittertage	Gewitter-Anzahl	Gewitter-Wahrscheinlichkeit in % (d:c)	f ausgeglichen	Gewitteranzahl pro Gewittertag (e:d)	h ausgeglichen
767—768	775,5	1	0	0	0	0	—	—
766—767	774,5	1	0	0	0	0	—	—
765—766	773,5	4	0	0	0	0	—	—
764—765	772,5	9	0	0	0	0	—	—
763—764	771,5	17	0	0	0	0	—	—
762—763	770,5	25	0	0	0	0	—	—
761—762	769,5	62	2	4	3,2	3,2	2,0	
760—761	768,5	88	5	10	5,7	4,7	2,0	
759—760	767,5	102	4	5	3,9		1,3	1,9
758—759	766,5	149	9	15	6,0	6,0	1,7	
757—758	765,5	199	18	42	9,0	9,0	2,3	
756—757	764,5	235	22	39	9,4	9,4	1,8	
755—756	763,5	263	35	55	13,3	13,3	1,6	
754—755	762,5	245	42	82	17,1	17,1	2,0	1,7
753—754	761,5	294	64	105	21,8	21,8	1,6	
752—753	760,5	291	65	94	22,3	22,3	1,4	
751—752	759,5	228	52	80	22,8	22,8	1,5	1,6
750—751	758,5	216	59	108	27,3	27,3	1,8	
749—750	757,5	163	50	83	30,7	30,7	1,7	
748—749	756,5	143	53	96	37,0	33,6	1,8	1,7
747—748	755,5	113	33	55	29,2		1,7	
746—747	754,5	72	18	34	25,0	30,4	1,9	
745—746	753,5	53	20	33	37,7		1,7	
744—745	752,5	24	8	18	33,3	31,4	2,3	
743—744	751,5	27	8	15	29,6		1,9	
742—743	750,5	16	5	7	31,3	32,3	1,4	1,8
741—742	749,5	15	5	10	33,3		2,0	
740—741	748,5	7	3	5	42,9		1,7	
739—740	747,5	4	2	2	50,0		1,0	
738—739	746,5	4	2	4	50,0	35,0	2,0	
737—738	745,5	4	0	0	0		—	
736—737	744,5	0	0	0	—		—	
735—736	743,5	1	0	0	0		—	
	Summe:	3075	584	1001				

dar. Die Bedeutung der Abszisse hat sich gegenüber den vorhergehenden Figuren nicht geändert. Auf der Ordinate ist die Gewitterwahrscheinlichkeit aufgetragen.

Während bei einem höheren Luftdruck als 770 mm niemals ein Gewitter beobachtet wurde und damit die Gewitterwahrscheinlichkeit auf 0 gesunken ist — wobei zu beachten ist, daß solch hoher Druck immerhin noch in 57 Fällen gemessen wurde — steigt die Kurve in Richtung niedrigerer Druckwerte in immer stärkerem Masse an, erreicht bei 756 mm ein sekundäres Maximum, fällt dann ein wenig bis 754 mm, um von da an langsam bis zu den tiefsten Barometerständen anzusteigen und erst dort das Hauptmaximum mit 35% zu erreichen. Besonders bemerkenswert ist, daß die Gewitterwahrscheinlichkeit mit fallendem Luftdruck durchweg wächst. Dies Resultat stimmt mit dem von Monné (Tabelle 3)

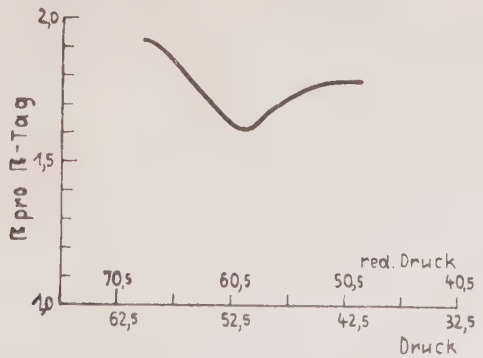
erhaltenen nicht überein, denn in Holland nehmen die Wahrscheinlichkeitszahlen bei tiefem Luftdruck wieder ab. Dies liegt wohl daran, daß Monné die Luftdruckhäufigkeiten für das ganze Jahr berechnete, während hier nur die Sommermonate berücksichtigt sind. Damit hängt auch zusammen, daß nach unserer Berechnung die größte Gewittertätigkeit bei höherem Luftdruck eintritt als nach Monné. Der im Winter häufig eintretende tiefe Barometerstand ist nämlich relativ seltener von Gewittern begleitet. Im Sommer dagegen nimmt die Wahrscheinlichkeit eines Gewitters mit abnehmendem Luftdruck ständig zu.



Figur 3.
Die Gewitterwahrscheinlichkeit als Funktion des Luftdrucks.
(Potsdam 1893—1917, V—VIII).

Daß ein relatives Maximum bei 756 mm erreicht wird, läßt sich vielleicht damit erklären, daß bei etwas unternormalem Druck die größte Neigung zur Ausbildung von Wärmegewittern besteht, da das Wetter dabei noch meist heiter ist und nicht unter dem Einfluß der Nähe einer kräftigen, abkühlend wirkenden Depression steht. Bei noch niedrigerem Barometerstand treten die Wärmegewitter mehr zurück; bei sehr tiefem Luftdruck nimmt hingegen die Häufigkeit der Böengewitter so stark zu, daß die Kurve schon bald wieder ansteigt und erst bei dem niedrigsten Druck den Maximalwert erreicht.

Um noch einen eventuellen Einfluß der Höhe des Luftdrucks auf die Neigung zur Wiederholung eines Gewitters zu untersuchen, wurde auch die mittlere Anzahl der Gewitter pro Gewittertag bei den einzelnen Barometerständen berechnet. Diese Zahlenwerte finden sich in Spalte h der schon mehrfach erwähnten Tabelle 4. Die Einzelwerte streuen recht stark, und erst je 3 zu einem Mittel vereinigt — dargestellt in Reihe i — ergeben einen eindeutigen Verlauf.



Figur 4. Luftdruck und Gewitteranzahl (Potsdam 1893—1917, V—VIII).

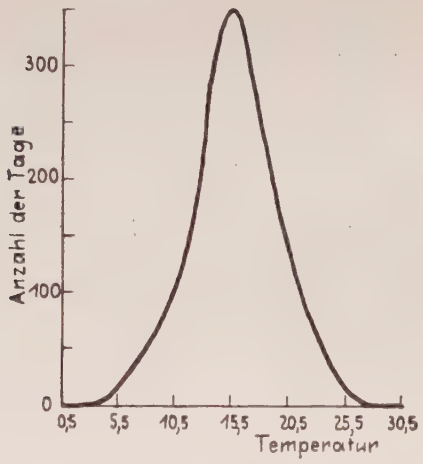
Vorstehende Figur 4 stellt die Anzahl der Gewitter pro Gewittertag graphisch dar. Auf der Ordinate sind die Quotienten aus der Anzahl der Gewitter dividiert durch die Anzahl der Gewittertage aufgetragen. Die Bedeutung der Abszisse hat sich nicht geändert.

Diese Kurve zeigt einen merkwürdigen Verlauf. Ein Hauptmaximum bei hohem Druck, ein Minimum bei mittlerem Stand des Barometers und ein sekundäres Maximum bei tiefem Luftdruck. Daß bei starken Depressionen die Böen zahlreicher und kräftiger auftreten, ist weiter nicht verwunderlich; aber erstaunlich ist es, daß wir gerade bei hohem Druck eine Neigung zur Wiederholung der Gewitter angedeutet finden. Vielleicht kann man dies damit erklären, daß die Wetterlage bei hohem Stand des Barometers zu größerer Stabilität neigt, und so eine einmal eingetretene Gewittersituation eine stärkere Beharrungstendenz aufweist.

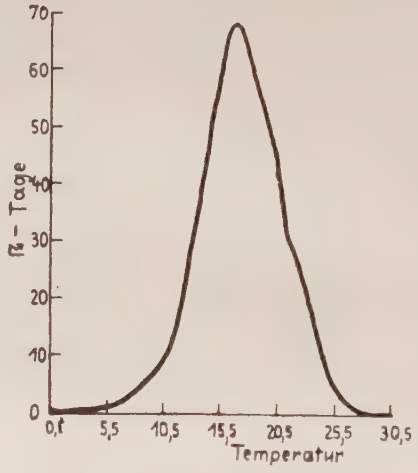
2. Die Beziehung zwischen Temperatur und Gewittern.

Auf dieselbe Art, wie es weiter oben für den Luftdruck geschildert worden ist, wurden auch die Häufigkeiten bestimmter Temperaturtagesmittel, von Grad zu Grad fortschreitend, ausgezählt. In Tabelle 5 (S. 13) zeigt Spalte b die Resultate, und Figur 5 stellt die Häufigkeitskurve dar.

Auf der Abszisse sind die Temperaturen aufgetragen, und zwar jedesmal der mittlere Wert des betreffenden Intervalles. Zur Reduktion auf das Meeresniveau genügt das Hinzuzählen von 0.5^0, was aber hier vernachlässigt worden ist. Die Ordinaten geben wieder die Häufigkeiten an.



Figur 5. Häufigkeit der Temperaturtagesmittel (Potsdam 1893—1917, V—VIII).

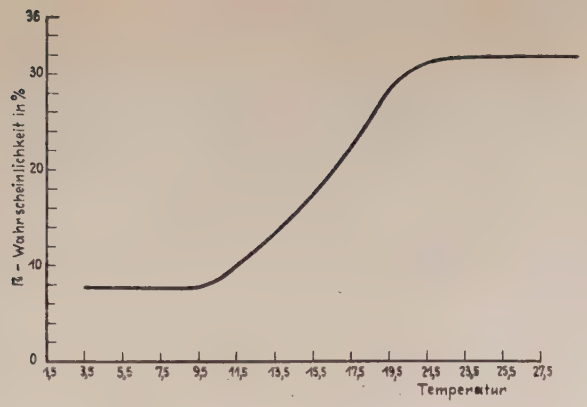


Figur 6. Temperatur und Gewittertage (Potsdam 1893—1917, V—VIII).

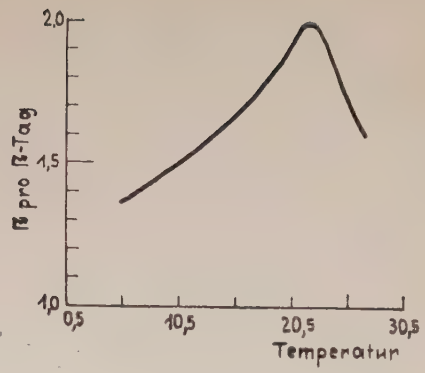
Figur 6 zeigt die Häufigkeitskurve der Anzahl der Gewittertage bei den einzelnen Temperaturintervallen. Während das bei weitem häufigste Temperaturintervall das von $15—16^0$ ist, treten die meisten Gewittertage bei dem um 1^0 höheren Temperaturbereich auf.

Die Gewitterwahrscheinlichkeiten als Funktion der Temperatur haben in Spalte e der Tabelle 5, die Mittelwerte für mehrere Intervalle unter f Platz gefunden, und graphisch soll Figur 7 diese Beziehung beleuchten.

Es ergibt sich natürlich, wie nicht anders zu erwarten war, ein Ansteigen der Gewitterwahrscheinlichkeit mit zunehmender Temperatur, was ebenfalls schon Richter (a. a. O.) in einer kleinen Tabelle dargestellt hat. Bei Temperaturen unterhalb 10^0 verläuft die Kurve annähernd parallel der x-Achse, d. h. also, daß die bei kaltem Wetter auftretenden Wirbel-



Figur 7.
Die Gewitterwahrscheinlichkeit als Funktion der Temperatur.
(Potsdam 1893—1917, V—VIII).



Figur 8.
Temperatur und Gewitteranzahl
(Potsdam 1893—1917, V—VIII).

Tabelle 5.
Temperatur und Gewitter (Potsdam 1893—1917, V—VIII).

a	b	c	d	e	f	g	h
Temperatur °C	Häufigkeit	Gewittertage	Gewitter-Anzahl	Gewitter-Wahrscheinlichkeit in % (c : b)	e ausgeglichen	Gewitteranzahl pro Gewittertag (d : c)	g ausgeglichen
3— 4	1	0	0	0		—	
4— 5	5	1	2	20,0	7,8	2,0	
5— 6	16	0	0	0		—	
6— 7	29	3	3	10,4		1,0	1,4
7— 8	43	7	9	16,3	7,8	1,3	
8— 9	59	1	1	1,7		1,0	
9—10	71	2	3	2,8	7,3	1,5	
10—11	106	11	17	10,4		1,5	
11—12	132	12	19	9,1	11,6	1,6	
12—13	179	24	30	13,4		1,3	1,6
13—14	284	43	80	15,1	14,7	1,9	
14—15	314	45	74	14,3		1,6	
15—16	352	58	84	16,5	18,6	1,5	1,6
16—17	325	68	115	20,9		1,7	
17—18	307	57	102	18,6	21,1	1,8	
18—19	229	56	100	24,5		1,8	1,8
19—20	191	59	100	30,9	31,4	1,7	
20—21	147	47	106	32,0		2,3	
21—22	114	30	55	26.3		1,8	2,0
22—23	76	23	38	30.3	31,5	1,7	
23—24	48	22	37	45,8		1,7	
24—25	28	8	14	28,6		1,8	
25—26	12	5	7	41,7	31,9	1,4	1,7
26—27	4	2	5	50,0		2,5	
27—28	3	0	0	0		—	
Summe	3075	584	1001				

gewitter oder vielleicht auch solche, die in einem wärmeren Gebiet entstanden sind und sich nach einer Gegend niedrigerer Temperaturen ausgebreitet haben, keine Beziehung zur herrschenden Temperatur zeigen; erst von 10° an steigt die Kurve rasch an, um von 21° an erneut parallel der Abszisse zu verlaufen. In dieser zunächst sonderbar erscheinenden Tatsache wird lediglich der Umstand deutlich, daß jedes Gewitter die Temperatur für längere Zeit so stark herabzusetzen pflegt, daß dadurch auch die mittlere Tagestemperatur erniedrigt wird. War also die Mitteltemperatur an einem Tage sehr hoch, so ist dies ein Zeichen dafür, daß sich keine Gewitter entladen haben.

In Figur 8 ist die Anzahl der Gewitter pro Gewittertag als Funktion der Temperatur dargestellt. Die große Streuung der Einzelwerte (vergl. Spalte g der Tabelle 5) macht eine Zusammenfassung von je 3 Temperaturintervallen — in Reihe h der Tabelle 5 — erforderlich. Diese Kurve zeigt die rasche Zunahme der Gewitteranzahl pro Tag mit wachsender Temperatur von 1.4 bei 5° auf 2.0 bei 21°. Dann folgt ein rascher Abfall infolge der durch die Gewitter hervorgerufenen Abkühlung. Da nämlich auf einen Gewittertag 2 Gewitter entfallen, so setzen diese, unter der Annahme, daß jedes eine zweistündige Abkühlung von 10° hervorruft, die mittlere Tagestemperatur um 2° herab. Dieser Betrag ist so wesentlich, daß an Tagen mit sehr hoher Temperatur die Gewittertätigkeit nicht stark gewesen sein kann, und deshalb muß die Kurve in Figur 8 bei hohen Temperaturwerten rasch sinken.

3. Die Beziehung zwischen Dampfdruck und Gewittern.

Über die Gewitterwahrscheinlichkeit als Funktion der Abweichung des Taupunktes hat Richter (a. a. O.) eine kleine Tabelle aufgestellt, die ein rasches Anwachsen der Gewittertätigkeit mit zunehmendem Dampfdruck verrät. Es wurde für diese Arbeit die gleiche Untersuchung mit dem Dampfdruck wie mit den beiden anderen Elementen vorgenommen. Tabelle 6 zeigt die Häufigkeitswerte, dann die Anzahl der Gewittertage, die Gewitterwahrscheinlichkeit in %, die Anzahl der Gewitter pro Gewittertag, desgleichen zu

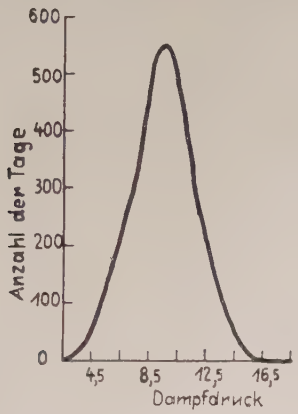
Tabelle 6.

Dampfdruck und Gewitter (Potsdam 1893—1917, V—VIII).

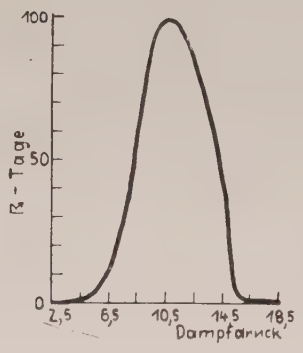
a	b	c	d	e	f	g	h
Dampfdruck mm	Häufigkeit	Gewittertage	Gewitteranzahl	Gewitter-Wahrscheinlichkeit in % (c:b)	e ausgeglichen	Gewitteranzahl pro Gewittertag	g ausgeglichen
2— 3	1	0	0	0	0	—	
3— 4	16	0	0	0	0	—	
4— 5	64	0	0	0	0	—	
5— 6	143	3	4	2,1	2,1	1,3	1,4
6— 7	211	17	24	8,1	8,1	1,4	
7— 8	321	23	35	7,2	7,2	1,5	1,5
8— 9	498	50	78	10,0	10,0	1,6	
9—10	558	90	146	16,1	16,1	1,6	1,6
10—11	482	99	152	20,5	20,5	1,5	
11—12	365	93	145	25,5	25,5	1,6	1,8
12—13	222	92	184	41,4	41,4	2,0	
13—14	134	71	146	52,9	52,9	2,1	
14—15	54	42	83	77,8		2,0	
15—16	5	3	3	60,0	76,6	1,0	2,0
16—17	0	0	0	—		—	
17—18	1	1	1	100,0		1,0	
Summe:	3075	584	1001				

zwei Werten zusammengefaßt, in ihrer Beziehung zum Dampfdruck. Die Figuren 9, 10, 11 und 12 stellen die Tabelle graphisch dar.

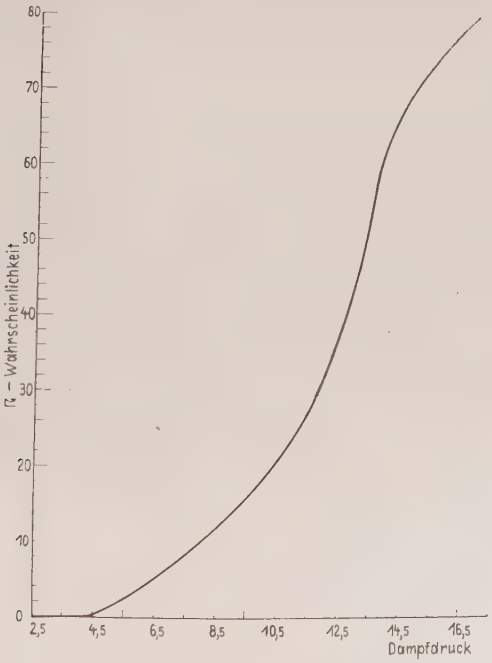
Die Häufigkeitskurve des Dampfdrucks (Figur 9) hat einen regelmäßigen Verlauf Am häufigsten ist in den 4 Sommermonaten ein mittlerer Dampfdruck von 9 mm.



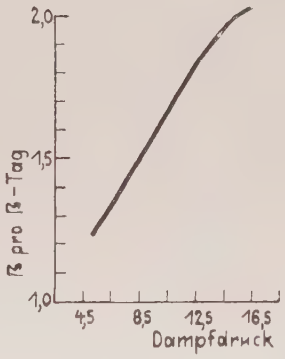
Figur 9. Häufigkeit der Dampfdrucktagesmittel (Potsdam 1893—1917, V—VIII).



Figur 10. Dampfdruck und Gewittertage (Potsdam 1893—1917, V—VIII).



Figur 11. Die Gewitterwahrscheinlichkeit als Funktion des Dampfdrucks. (Potsdam 1893—1917, V—VIII).



Figur 12. Luftdruck und Gewitteranzahl (Potsdam 1893—1917, V—VIII).

Die Anzahl der Gewittertage (Figur 10) zeigt eine beträchtliche Phasenverschiebung. Die meisten Gewitter treten erst bei einer Dampfspannung von 10, 11 und 12 mm auf. Der

Abfall der Kurve ist verzögert und folgt schließlich nur widerwillig der Häufigkeitsfunktion. Der Vergleich beider Kurven läßt von vornherein einen starken Einfluß des Dampfdrucks auf die Gewittertätigkeit erwarten.

Die Gewitterwahrscheinlichkeit (Figur 11) steigt bis zu den höchsten Werten des Dampfdrucks immer stärker an. Der weitere Verlauf wird dann bei den wenigen noch vorkommenden Fällen unsicher. Es ist aber zu berücksichtigen, daß in dieser Funktion der Einfluß der Gewitter ein umgekehrter ist als vorher. Denn ein Wärmegewitter pflegt den Dampfdruck zu erhöhen, allerdings nicht um einen solch hohen Betrag als die Temperatur herabgeht. Bei Berücksichtigung dieser Verhältnisse würde die Gewitterwahrscheinlichkeit wohl mit steigendem Dampfdruck etwas weniger zunehmen, aber sehr groß wird der Fehler nicht sein, da auch zwei Gewitter pro Tag den mittleren Dampfdruck kaum um mehr als einen halben Millimeter erhöhen dürften, und dieser Effekt setzt schon eine Vergrößerung der Dampfspannung um $1^1/_2$ mm für 4 Stunden pro Gewitter voraus.

Figur 12 zeigt die annähernd lineare Zunahme der Neigung der Gewitter zur Wiederholung bei wachsendem Dampfdruck.

Von den 3 behandelten Elementen zeigt der Dampfdruck die beste Beziehung. Hohe absolute Feuchtigkeit fördert die Gewitterbildung demnach außerordentlich, eine Tatsache, worauf besonders Berg[10]) in einer Untersuchung über einige russische Gewitter hingewiesen hat; auch Ferrari[11]) glaubte, daß dort Gewitter auftreten werden, wo die absolute Feuchtigkeit höher als in der Umgebung sei. Überschreitet die Spannkraft des Wasserdampfes 13 mm, so steigt die Wahrscheinlichkeit eines Gewitters bereits über 50%. Der Temperatureinfluß ist weniger ausgeprägt, während der Barometerstand ebenfalls eine recht markante Beziehung zu der Gewittertätigkeit aufweist.

4. Die Anzahl der Gewittertage einzelner Jahre als Funktion von Luftdruck, Temperatur und Dampfdruck.

Um zu prüfen, ob den zahlenmäßig auf Grund der graphischen Darstellungen ermittelten Beziehungen zwischen den Gewitterwahrscheinlichkeiten und den drei wichtigsten Wetterelementen mehr als eine rechnerische Bedeutung zukommt, wurde versucht, die nach den Tabellen berechnete Gewittertätigkeit mit der tatsächlich beobachteten zu vergleichen. Es wurden aus den 4 Monaten Mai bis August, für die die Tabellen berechnet wurden, die Mittelwerte von Luftdruck, Temperatur und Dampfdruck ermittelt. Dann wurde zu jedem einzelnen Element die zugehörige Gewitterwahrscheinlichkeit den entworfenen Figuren entnommen und aus den 3 so erhaltenen Einzelwahrscheinlichkeiten das Mittel gebildet. Diese Zahl stellt ein Maß für die auf Grund des Klimacharakters eines Sommers zu erwartende Gewittertätigkeit dar, vorausgesetzt, daß die untersuchten Elemente tatsächlich führend an der Entstehung der Gewitter beteiligt sind.

Auf die beschriebene Art wurde für alle 25 Jahre der Potsdamer Beobachtungen für jeden Sommer eine Zahl für den zu erwartenden Gewitterreichtum ausgerechnet. Die Art der Rechnung ist aus Tabelle 7 (S. 17) ersichtlich. Spalte a enthält die 4 Sommermonate der Jahre 1893—1917. In Spalte b wird der zugehörige mittlere Luftdruck aufgeführt und unter c die daraus der Figur 3 entnommene Gewitterwahrscheinlichkeit mitgeteilt. In den Vertikalreihen d und e sowie f und g stehen die gleichen Angaben für Temperatur und Dampfdruck. Unter h rangiert der aus den 3 erhaltenen Wahrscheinlichkeiten gebildete Mittelwert. Schließlich steht in Reihe i die Anzahl der Gewittertage der einzelnen Jahre.

Es ist natürlich weder physikalisch bedingt noch mathematisch richtig, einfach aus den 3 Werten das arithmetische Mittel zu bilden. Wahrscheinlichkeitstheoretisch einleuchtender wäre es, das Produkt der Einzelwahrscheinlichkeiten zu berechnen. Aber dann würde

[10]) E. Berg, Die Bedeutung der absoluten Feuchtigkeit für die Entstehung und Fortpflanzung der Gewitter. Repertorium für Meteorologie, XI, Nr. 13 (1888).

[11]) C. Ferrari, Beiträge zur Gewitterkunde. Met. Z. V, S. 1 u. 62 (1888).

Tabelle 7.

Berechnung der Gewittertätigkeit der Jahre von 1893—1917.

a	b	c	d	e	f	g	h	i
Jahr	Luftdruck	Luftdruck-Wert	Temperatur	Temperatur-Wert	Dampfdruck	Dampfdruckwert	$\frac{c+e+g}{3}$	Gewittertage
1893	753,4	19,5	16,0	19,0	8,6	12,0	16,8	21
1894	752,2	23,0	15,3	17,0	9,4	16,0	18,7	23
1895	753,5	19,0	16,5	20,0	9,3	15,5	18,2	25
1896	753,3	19,5	15,5	18,0	9,5	16,0	17,8	24
1897	752,7	21,5	15,9	19,0	9,9	18,0	19,5	17
1898	753,0	20,5	15,3	17,0	9,1	14,5	17,3	15
1899	754,2	17,0	15,4	17,5	9,7	17,0	17,2	23
1900	754,3	16,5	16,2	19,5	9,7	17,0	17,7	27
1901	755,1	14,5	16,6	20,5	9,7	17,0	17,3	23
1902	752,5	22,0	13,9	14,5	9,1	14,5	17,0	23
1903	752,7	21,5	15,5	18,0	9,6	16,5	18,7	24
1904	755,0	14,5	15,9	19,0	8,6	12,0	15,2	14
1905	754,1	17,0	16,6	20,5	10,1	19,0	18,8	31
1906	753,7	18,0	16,4	20,0	10,1	19,0	19,0	23
1907	753,1	20,0	15,0	17,0	9,1	14,5	17,2	23
1908	754,1	17,0	16,3	20,0	10,0	18,5	18,5	28
1909	753,7	18,0	14,8	16,0	9,2	15,0	16,3	21
1910	751,3	25,5	16,0	19,0	10,1	19,0	21,2	38
1911	755,2	14,0	17,3	22,0	9,4	16,0	17,3	16
1912	752,1	23,0	15,6	18,0	9,6	16,5	19,2	23
1913	753,8	18,0	15,2	17,0	9,0	14,0	16,3	17
1914	753,9	18,0	15,5	18,0	10,1	19,0	18,3	30
1915	753,6	19,0	16,2	19,5	8,9	13,5	17,3	23
1916	752,3	22,5	15,1	17,0	9,7	17,0	18,8	24
1917	754,7	16,0	17,8	24,0	9,4	16,0	18,7	28

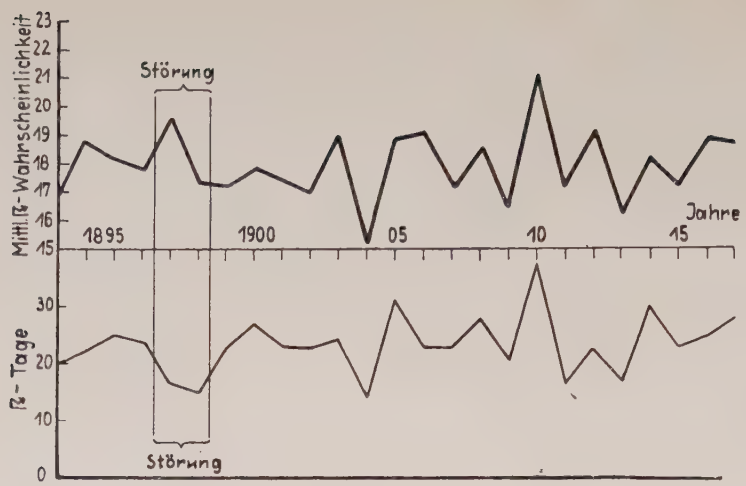
man ja ausrechnen, wie groß die Wahrscheinlichkeit ist, daß bei einem bestimmten Tripel der 3 Elemente ein Gewitter eintritt, und das ist nicht unser Ziel.

In der vorletzten Spalte der Tabelle 7 werden die so erhaltenen Gewitterwahrscheinlichkeiten der einzelnen Jahre mitgeteilt. Man sieht sogleich, daß die Gewittertätigkeit 1910 sehr groß gewesen sein muß, und die Mittelwerte zeigen, daß dies die Folge des zu tiefen Luftdrucks und der zu hohen Feuchtigkeit ist. Für das Jahr 1911 ergibt sich eine sehr geringe Unwetterwahrscheinlichkeit als Folge des in jenem Sommer wesentlich (4 mm!) höheren Luftdrucks. Hinzu kommt noch die geringere Feuchtigkeit, während die höhere Temperatur des heißen Jahres bei weitem nicht in der Lage war, die vorgenannten vermehrenden Einflüsse zu kompensieren.

In Figur 13 sind die Zahlen der beiden letzten Spalten graphisch dargestellt. Auf der x-Achse sind die einzelnen Jahre aufgetragen, auf der Ordinate unterhalb der Abszisse die Anzahl der Gewittertage, nach unten abnehmend, oberhalb der x-Achse die berechneten mittleren Wahrscheinlichkeiten. Die obere Kurve stellt also die zu erwartende Gewittertätigkeit dar und die untere die tatsächlich beobachtete Anzahl der Gewittertage.

Sehen wir zunächst von den Jahren vor 1899 ab, so überrascht der ziemlich parallele Verlauf beider Kurven.

In Tabelle 8 (auf S. 18) ist die Berechnung des Korrelationsfaktors für die Jahre 1899 bis 1917 durchgeführt. Reihe b gibt wieder die berechneten Wahrscheinlichkeiten, deren Summe, und in der letzten Horizontalreihe das Mittel. In Spalte c stehen die Abweichungen vom Mittel. Reihe d führt die Gewittertage an, und unter e werden deren Differenzen vom Normalwert aufgeführt. In f stehen die doppelten Produkte und in g und h die Quadrate.



Figur 13.

Berechnete Gewitterwahrscheinlichkeit
und Anzahl der Gewittertage zu Potsdam 1893—1917, V—VIII.

Tabelle 8.

Berechnung des Korrelationsfaktors zwischen der berechneten Gewitterwahrscheinlichkeit und der Anzahl der Gewittertage 1899—1917 (Potsdam V—VIII).

a	b	c	d	e	f		g	h
Jahr	Wahrschein-lichkeit	Abweich. v. Mittel	Gewitter-tage	Abweich. v. Mittel	c · e		c^2	e^2
1899	17,2	−0,7	23	− 1	0,7		0,49	1
1900	17,7	−0,2	27	+ 3		−0,6	0.04	9
1901	17,3	−0,6	23	− 1	0,6		0.36	1
1902	17,0	−0,9	23	− 1	0,9		0,81	1
1903	18,7	+0,8	24	0	0		0.64	0
1904	15,2	−2,7	14	−10	27,0		7,29	100
1905	18,8	+0,9	31	+ 7	6,3		0,81	49
1906	19,0	+1,1	23	− 1		−1,1	1,21	1
1907	17,2	−0,7	23	− 1	0,7		0,49	1
1908	18,5	+0,6	28	+ 4	2,4		0.36	16
1909	16,3	−1,6	21	− 3	4,8		2,56	9
1910	21,2	+3,3	38	+14	46,2		10,89	196
1911	17,3	−0,6	16	− 8	4,8		0.36	64
1912	19,2	+1,3	23	− 1		−1,3	1,69	1
1913	16,3	−1,6	17	− 7	11,2		2,56	49
1914	18,3	+0,4	30	+ 6	2,4		0,16	36
1915	17,3	−0,6	23	− 1	0,6		0,36	1
1916	18,8	+0,9	24	0	0		0,81	0
1917	18,7	+0,8	28	+ 4	3,2		0,64	16
Summe:	340,0		459		111,8	−3,0	32,53	551
					−3,0			
Mittel:	17,9		24		108,8			

Ferner ist $\Sigma c^2 . \Sigma e^2 = 17924$

und $\sqrt{17924} = 134.$

Es folgt also $$r = \frac{\Sigma c \cdot e}{\sqrt{\Sigma c^2 \cdot \Sigma e^2}} = \frac{108{,}8}{134} = 0{,}81.$$

Zur Berechnung des mittleren Fehlers diente die Formel[12])

$$F = \frac{0{,}6745\,(1 - r^2)}{\sqrt{n}}$$

$$F = \frac{0{,}6745\,(1 - 0{,}66)}{4{,}4} = 0.05.$$

Das 6-fache des mittleren Fehlers beträgt danach:

$$6\,F = 0{,}30$$

und es ist also $$\underline{r = 0{,}81 \pm 0{,}05}$$

Auch eine Berechnung des Korrelationsfaktors für die ganze 25-jährige Periode ergab immer noch den Wert

$$r = 0{,}63 \pm 0{,}08$$

und auch in diesem Falle wird der 6-fache Fehler noch beträchtlich überschritten, so daß eine Realität der Beziehung sehr wahrscheinlich ist.

Es fallen nur die beiden Jahre 1897 und 1898 durch eine merkwürdige, nicht zu erwartende Gewitterarmut heraus, die sich übrigens nicht nur auf Preußen beschränkte. Denn Prohaska[13]) macht auch auf die geringe Gewittertätigkeit der Jahre 1897 und 1898[14]) aufmerksam. Besonders die Ostgewitter waren sehr selten und machten 1897 nur $^1/_7$ der aus Westen aus; 1898 kam sogar nur der 8. Teil aus Osten. Eine Durchsicht der Wetterkarten beider Jahre zeigt, daß oft ausgesprochene Gewitterlagen eintraten, und Randtiefs, Gewittersäcke und Tiefdruckfurchen bei hoher Temperatur durch Mitteleuropa zogen, ohne daß es dabei zu Gewittern kam. Man muß also annehmen, daß die Gewitterlosigkeit wahrscheinlich auf Vorgänge in größeren Höhen zurückzuführen ist, denn eine Verringerung des vertikalen Temperaturgefälles ließ sich in den unteren Schichten nicht nachweisen; leider fanden zur fraglichen Zeit aber keine wissenschaftlichen Ballonfahrten statt[15]), die vielleicht einen Anhalt über die Verhältnisse in den oberen Luftschichten hätten geben können. So muß die Frage nach der Ursache dieser Erscheinung unbeantwortet bleiben.

Von diesen beiden Jahren abgesehen, stimmt aber die beobachtete und berechnete Gewittertätigkeit annähernd überein. Maxima und Minima beider Kurven fallen übereinstimmend auf die Jahre 1910 und 1904. Man sieht also, daß die Höhe von Temperatur, Luftdruck und Dampfdruck schon teilweise die Häufigkeit der Gewittererscheinungen erklären können. Da

$$r^2 = 0{,}66,$$

so sind diese 3 Elemente doch schon in hohem Grade für die Gewitterentstehung verantwortlich. Dabei ist der Einfluß des Dampfdrucks etwa gleich dem des Luftdrucks, während demgegenüber die Einwirkung der Temperatur zurücktritt. Außerordentlich tiefer Dampfdruck in Verbindung mit sehr hohem Luftdruck waren die Ursache des Minimums der Gewittertätigkeit im Jahre 1904. Vornehmlich hoher Wasserdampfgehalt der Atmosphäre verursachte den Gewitterreichtum der Jahre 1905 und 1914, und hohe Feuchtigkeit in Verbindung mit sehr tiefem Luftdruck die enorme Gewitteranzahl im Jahre 1910.

[12]) Hann-Süring, Lehrbuch der Meteorologie, 4. Aufl., S. 794.

[13]) K. Prohaska, Die Gewitter und Hagelschläge des Jahres 1897 in Steiermark, Kärnten und Oberkrain. Mitt. d. Nat. Ver. f. Steiermark, S. 141 (1898).

[14]) K. Prohaska, Beobachtungen über Gewitter und Hagelschläge in Steiermark, Kärnten und Oberkrain. Mitt. d. Nat. Ver. f. Steiermark, 1899, S. 225.

[15]) Assmann-Berson, Wissenschaftliche Luftfahrten (3 Bde., Braunschweig 1900).

B. Die Einwirkung der regionalen Verteilung der meteorologischen Faktoren.

1. Die Bedeutung der Art der Luftbewegung.

Es ist der enge Zusammenhang zwischen der Strömungsart und dem Luftdruck und der Feuchtigkeit zu bedenken. Antizyklonale Luftbewegung bedingt eine absteigende Bewegungskomponente und damit große Trockenheit der Atmosphäre. Gleichzeitig steht das Barometer hoch. Dies ist wohl auch ein Grund, weshalb die Gewittertätigkeit bei hohem Druck sehr selten ist, und daß man im Zentrum eines Hochs niemals ein Gewitter beobachtet. Besonders Trabert[16]) weist ausdrücklich darauf hin, daß in Rücken hohen Luftdrucks, Hochdruckgebieten und Hochdruckkeilen fast niemals Gewitter beobachtet werden, dagegen die meisten Wärmegewitter an den Südrand eines nordeuropäischen Hochs, „im Zwischengebiet von hohem und tiefem Druck, dort, wo die Isobaren schon deutlich konkave Krümmung gegen den tiefen Druck erkennen lassen", gebunden sind(l. c. S. E 38). Es läßt sich für fast alle Gewitter nachweisen, daß sie im Grenzgebiet verschiedener Luftmassen zu entstehen pflegen, und nach Langbeck[17]) sind die Zonen Gewitterherde, wo orographische und morphologische Verschiedenheiten unterschiedliche Erwärmung bedingen. Bei antizyklonaler Luftströmung haben aber alle Luftteilchen das Bestreben, sich voneinander zu entfernen, und es werden niemals Luftmassen verschiedener Herkunft gegeneinander strömen. Diese Bedingung bleibt stets an zyklonale (konvergente) Luftbewegung gebunden. Auch die Fortpflanzung eines Gewitters geschieht nach Schönrock[18]) hauptsächlich in Begleitung kleiner Teildepressionen.

Um den Einfluß der Art der Luftbewegung auf die Gewitterbildung weiter zu verfolgen, wurden die Wetterkarten der Deutschen Seewarte von 1893—1917 danach durchgesehen, ob an den 584 Potsdamer Gewittertagen zur Zeit der Entladung der Gewitter eine zyklonale oder antizyklonale Luftbewegung in der Nähe von Berlin vorherrschte. Das Ergebnis dieser Auszählung gibt Tabelle 9 wieder.

Tabelle 9.

Gewitter und Art der Luftbewegung.

Unter 584 Gewittertagen herrschte vor:

Zyklonale Luftbewegung an	561	Tagen
Geradlinige an	15	,,
Antizyklonale Luftbewegung an	8	,,

Selbstverständlich haftet einer solchen Auszählung eine gewisse Willkür an, aber das Ergebnis ergibt doch ohne allen Zweifel ein wesentliches Überragen der Fälle mit zyklonaler Luftbewegung. Und bei den geradlinigen Isobaren werden zum großen Teil auch kleine zyklonale Störungen im Spiel gewesen sein.

Von besonderer Bedeutung erscheint noch die Tatsache, daß sich an 3 von den wenigen antizyklonalen Tagen aus den Wind-, Wolken- und Gewitterbeobachtungen einwandfrei feststellen läßt, daß zu der fraglichen Zeit der Oberwind entgegengesetzt oder mindestens senkrecht zur unteren Luftbewegung strömte; auch bei den Fällen mit geradlinigem Verlauf der Linien gleichen Luftdrucks ergab sich diese Tatsache noch dreimal. In diesem Falle fand das Gegeneinanderströmen von Luftmassen also vertikal übereinander-

[16]) W. Trabert, Ergebnisse der Beobachtungen des Niederösterreichischen Gewitterstationsnetzes im Jahre 1901. Jahrbücher der K. K. Centralanstalt für Meteorologie und Erdmagnetismus 1901, S. E 25.

[17]) K. Langbeck, Inwieweit ist ein Einfluß der Geländeverhältnisse auf das Entstehen der Gewitter anzunehmen? Das Wetter XXXIX, S. 65 u. 107 (1922). — Die Entstehung der Gewitter in Norddeutschland in ihrer Abhängigkeit von den Geländeverhältnissen und der allgemeinen geographischen Lage. Erg. d. Gew.-Beob. i. d. Jahr. 1919, 1920, 1921; Veröff. d. Preuß. Met. Inst. Nr. 316, S. XVIII.

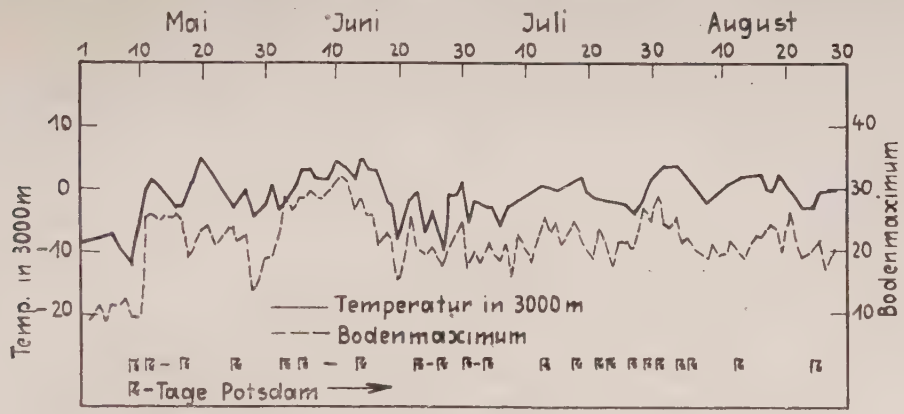
[18]) A. Schönrock, Beitrag zum Studium der Gewitter in Rußland. Repertorium für Meteorologie, Bd. XI, Nr. 12 (1888).

geschichtet statt, und gerade diese Verhältnisse führen zu sehr schweren und lang anhaltenden Gewittern, was in den später folgenden Beispielen noch näher gezeigt wird. Zusammenfassend kann man feststellen, daß eine Grundbedingung für die mögliche Entstehung eines Gewitters darin zu bestehen scheint, daß verschiedenartige Luftmassen mit einer Komponente gegeneinander strömen. Dieser Grundsatz läßt sich sowohl auf die großen Gewitterzüge an der Grenzfläche verschiedener Luftmassen als auch auf die Entstehung rein lokaler Wärmegewitter bei genügender Feuchtigkeit anwenden (im Gebirge Berg- und Talwind, die Gewitter an der Grenze von Bodenerhebungen oder von Luftmassen verschiedener Dichte).

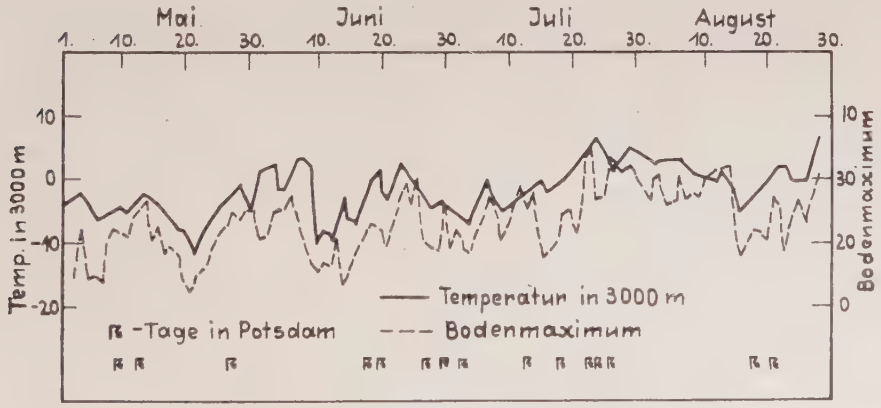
2. Die Beziehung zwischen der vertikalen Verteilung der Temperatur und relativen Feuchtigkeit und den Gewittern.

Daß dem vertikalen Temperaturgefälle ein großer Einfluß auf die Gewitterbildung zukommt, ist allgemein bekannt. Der absolute Betrag dieses Gradienten ist allerdings doch nicht so wesentlich. Dies zeigen die Figuren 14—16.

In Figur 14 ist durch die ausgezogene Kurve der Gang der Temperatur in 3000 m Höhe über Lindenberg von Mai bis August 1910[19]) dargestellt, in Figur 15 entsprechend für den Sommer 1911[20]). Dazu wurden möglichst die Morgenaufstiege herangezogen und etwa



Figur 14. Temperatur zu Lindenberg im Sommer 1910.

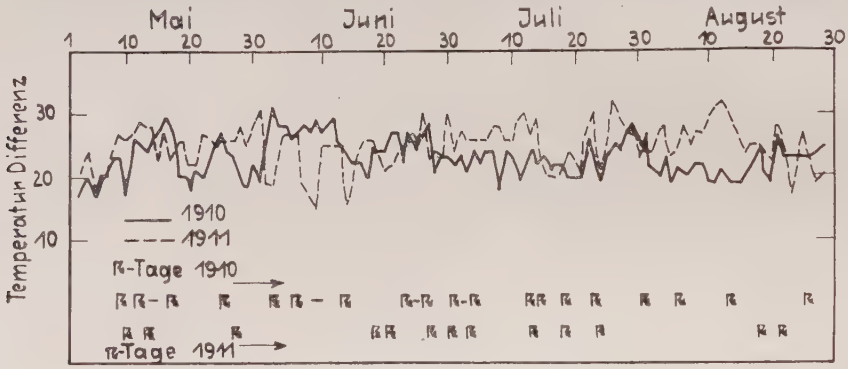


Figur 15. Temperatur zu Lindenberg im Sommer 1911.

[19]) Ergebnisse der Arbeiten des Königl. Preuß. Observatoriums in Lindenberg im Jahre 1910, Bd. VI.
[20]) Ergebnisse der Arbeiten des Königl. Preuß. Observatoriums in Lindenberg im Jahre 1911, Bd. VII.

fehlende Beobachtungen interpoliert. Gleichzeitig zeigt die gestrichelte Kurve die an jedem Tag am Boden erreichten Temperaturmaxima an. Die auf der Ordinate aufgetragene Temperaturskala ist für diesen Zweck auf der rechten Seite um 30^0 erhöht, auf der Abszisse sind die einzelnen Tage angegeben. Wenn sich beide Kurven berühren, ist das Gefälle bis 3000 m Höhe adiabatisch unter der Voraussetzung, daß sich die Luft in dieser Höhe tagsüber um $1{,}5^0$ erwärmt (denn Lindenberg liegt 122 m hoch). Außerdem kennzeichnen die Gewittersymbole die in Potsdam beobachteten Gewittertage. In Figur 16 sind dann noch die Differenzen zwischen dem Bodenmaximum und der Temperatur in 3000 m dargestellt, die einen Anhalt geben sollen über die Größe des Temperaturgradienten zur wärmsten Tageszeit. Die ausgezogene Kurve gilt für das Jahr 1910, die gestrichelte für 1911. Die Ordinate gibt die Differenz Bodenmaximum — Temperatur in 3000 m Höhe an. Die Gewittertage sind in gleicher Weise wie in den beiden vorangehenden Figuren gekennzeichnet.

Während das Jahr 1910 sehr viele Gewitter aufzuweisen hatte, entluden sich in dem heißen Sommer 1911 nur ganz wenige. Aus den Figuren 14 und 15 ist zu entnehmen, daß die Höhe der Temperatur in 3000 m sich in den beiden Jahren trotzdem nicht wesentlich voneinander unterschied. Während der 14-tägigen Gewitterperiode vom 2. bis 15. Juni 1910 war die Temperatur der freien Atmosphäre sogar zeitweise etwas höher als zur Zeit der großen Trocken-



Figur 16.

Bodenmaximum — Temperatur in 3000 m zu Lindenberg in den Jahren 1910 und 1911.

heit von Ende Juli bis Mitte August 1911, obwohl es gleichzeitig am Boden im zweiten Zeitraum wärmer war. Klarer zeigt Figur 16 diese Verhältnisse. Zwischen dem Temperaturgefälle und den Gewittertagen besteht zwar eine geringe Parallelität, und während der Gewitterperiode vom 2. bis 15. Juni ist das Gefälle recht groß, aber es treten auch zahlreiche Gewitter bei geringerem Temperaturgradienten ein, z. B. im Juli und August 1910, während es bei dem teilweise bis 3 Kilometer Höhe überadiabatischen Temperaturgefälle in der ersten Hälfte des August 1911 gar nicht zu Gewittern kommt. Exner[21]) hat betont, daß bei der Gewitterentstehung wahrscheinlich der Gegensatz der Temperaturen zweier Luftmassen von hervorragender Bedeutung ist, ohne daß in jeder einzelnen ein adiabatisches oder auch nur vergrößertes Gefälle angenommen werden muß. Dies Ergebnis steht auch im Einklang mit den Schlußfolgerungen von W. Schmidt[22]), „daß die Gewitter des Jahres 1909 — es waren durchweg Lokal- und Wärmegewitter — beinahe nur bei sehr stabiler Lagerung der Luftschichten auftraten, wobei diese eine, wahrscheinlich schwache, Bewegung gegeneinander hatten" (l. c. S. 409).

[21]) F. M. Exner, Zur Frage der überadiabatischen Temperaturgradienten. Met. Z. XXXVI, S. 249 (1919).

[22]) W. Schmidt, Der Variograph, seine Aufzeichnungen und deren Verwendung in einigen Fragen der Gewitterforschung. Met. Z. XXIX, S. 406 (1912).

Während also das absolute vertikale Temperaturgefälle nur geringen Einfluß auf den Grad der Gewitterneigung zu haben scheint, kommt der Feuchtigkeit der ganzen Atmosphäre eine desto größere Bedeutung zu. Zum Beweise sind für die bereits oben mehrfach erwähnten unterschiedlichen Wetterlagen auf Grund der Lindenberger Aufstiege die mittleren relativen Feuchtigkeiten für die einzelnen Höhenstufen berechnet und werden in Tabelle 10 und 11 mitgeteilt, während gleichzeitig Figur 17 die mittlere Feuchtigkeitsverteilung zu den verschiedenen Zeiträumen graphisch darstellt.

Tabelle 10.

Die relative Feuchtigkeit über Lindenberg vom 4.—14. VI. 1910.

a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k
Datum	Zeit	0,12	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0 km Höhe
4. VI.	9	75	67	65	73	76	81	86	92	—
5. VI.	8—10	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6. VI.	8—12	44	58	63	64	65	65	70	72	83
7. VI.	9—10	60	69	65	71	77	72	78	—	—
8. VI.	9	68	75	67	67	7h (78)	85	90	—	—
9. VI.	8—10	61	74	71	70	72	77	—	—	—
10. VI.	8—11	59	63	59	60	66	72	72	71	68
11. VI.	10—14	42	50	51	61	67	68	70	65	—
12. VI.	8—9	52	(52)	—	—	—	—	—	—	—
13. VI.	8—9	85	95	89	85	88	93	91	—	—
14. VI.	10—12	52	69	74	78	81	69	68	—	—
Mittelwert:		59,8	67,2	67,1	69,9	74,4	75,8	78,1	(75,0)	(75,5)

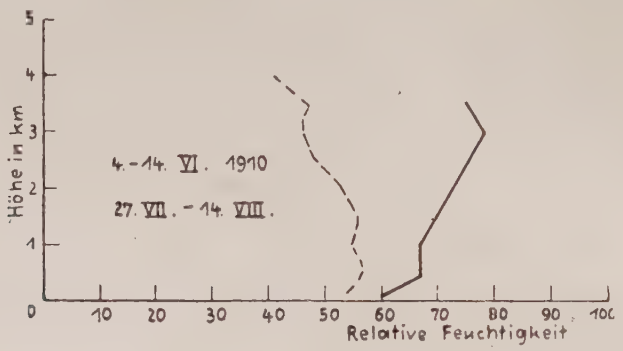
Für die Tabellen wurden nach Möglichkeit die Aufstiege zwischen 9 und 10 Uhr morgens ausgewählt. Es wurde das Mittel aus dem Auf- und Abstieg berechnet. In der untersten Horizontalreihe stehen die für die ganze Epoche berechneten mittleren Feuchtigkeiten, die zu wenig zuverlässigen Werte sind eingeklammert. In der Figur 17 stellt die Ordinate die Höhenstufen in Kilometern dar, und auf der Abszisse sind die Feuchtigkeitswerte aufgetragen. Die ausgezogene Kurve gilt für die gewitterreiche Zeit 1910 und die gestrichelte für die trockene Hitzeperiode Anfang August 1911.

Tabelle 11.

Die relative Feuchtigkeit über Lindenberg vom 27. VII.—16. VIII. 1911.

a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k	l	m
Datum	Zeit	0,122	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0 km Höhe
27. VII.	8—9	56	46	38	42	54	—	—	—	—	—	—
28. VII.	8—9	51	46	36	24	31	27	15	—	—	—	—
29. VII.	9—10	51	61	61	59	55	49	47	—	—	—	—
30. VII.	7—9	41	45	43	35	30	30	29	28	28	—	—
31. VII.	7—11	39	47	45	45	33	30	31	31	31	31	31
1. VIII.	7—9	48	53	58	59	60	59	53	51	—	—	—
2. VIII.	8—9	42	44	47	54	62	50	47	—	—	—	—
3. VIII.	8—9	54	54	51	65	65	63	60	54	49	—	—
4. VIII.	11—12	54	61	61	68	77	—	—	—	—	—	—
5. VIII.	7—8	76	88	80	98	—	—	—	—	—	—	—
6. VIII.	7—8	60	54	(52)	(50)	(40)	(35)	—	—	—	—	—
7. VIII.	8—10	53	57	63	(38)	(36)	—	—	—	—	—	—
8. VIII.	8—9	48	58	63	67	64	—	—	—	—	—	—
9. VIII.	8—9	61	77	50	39	—	—	—	—	—	—	—
10. VIII.	6—7	70	65	62	68	—	—	—	—	—	—	—
11. VIII.	7—8	63	50	60	62	—	—	—	—	—	—	—
12. VIII.	8—12	45	47	50	65	64	63	58	55	—	—	—
13. VIII.	9—10	31	37	36	—	—	—	—	—	—	—	—
14. VIII.	8—9	56	66	70	75	76	78	74	65	58	—	—
Mittel:		52,6	55,6	54,0	56,4	53,4	48,4	46,0	47,3	41,5	(31)	(31)

Die Temperaturverteilung war in beiden Fällen nicht voneinander verschieden (vgl. die Tabellen 19 und 20 auf S. 68 und 69) ,während die Feuchtigkeit in der Gewitterperiode in allen Höhen größer war, besonders in den oberen Schichten, und deren Feuchtigkeit scheint demnach für die Gewitterentstehung recht bedeutungsvoll zu sein. Hatte doch Lindenberg in dem ersten Zeitraum 14 Gewittertage und im zweiten nur einmal Wetterleuchten. Auf die damit zusammenhängende große Bedeutung der Feuchtlabilität (vgl. S. 67 ff. und Fig. 75 und 76 auf S. 68) kommen wir später zurück.



Figur 17.

Mittlere relative Feuchtigkeit über Lindenberg vormittags.

3. Die typischen Wetterlagen, bei denen längere Gewitterperioden eintreten.

Im folgenden wurde der Versuch gemacht, ob sich typische Wetterlagen finden lassen, bei denen mit Vorliebe längere Gewitterperioden einzutreten pflegen, wie dies König[23]) für gewitterreiche Tage nachgewiesen hat. König betont in seiner Arbeit auch ganz besonders, daß zyklonale Luftbewegung ein Hauptmerkmal für die Entstehung von Gewittern darstellt, und es gelang ihm nachzuweisen, daß $^2/_3$ aller gewitterreichen Tage an das Vorhandensein von typischen Konvergenzlinien gebunden wären.

Es wurden aus den Potsdamer Gewitterbeobachtungen alle Zeiträume herausgesucht, wo an mindestens 2 Tagen hintereinander Gewitter zur Beobachtung gelangten. Außerdem wurden alle Fälle, in denen ein Gewitter erst am nächstfolgenden Tag wieder auftrat, zu einer Periode zusammengefaßt. Betrug die Unterbrechung mehr als einen Tag, so wurde dies nicht als eine zusammenhängende Zeit mit Gewittertätigkeit betrachtet.

Auf diese Weise ließen sich in den Jahren 1893—1917 137 mehrtägige Gewitterperioden herausfinden. Es wurden die ihnen entsprechenden Wetterkarten durchgesehen und die wesentlichen Merkmale der Luftdruckverteilung herausgesucht. Das Resultat steht in vollkommenem Einklang mit den Ergebnissen Königs. Es lassen sich deutlich 3 verschiedene Typen voneinander unterscheiden, wenn man die wesentlichsten Merkmale herausgreift.

Nur in 10 Fällen ließ sich eine typische Wetterlage nicht finden, da entweder die Luftdruckverteilung zu kompliziert und zu wenig eindeutig war, oder es sich um eine Wetterlage mit einem zentralen Tief über Mitteleuropa handelte, was allerdings nur 4 mal eintrat. Die Gewitter dieser 10 Perioden wurden dann nach ihrer Zugrichtung den Hauptgewittertypen zugeordnet, indem die in der Höhe anzunehmende Druckverteilung als maßgebend betrachtet wurde. In einzelnen ganz wenigen Fällen endlich zerfiel die Periode in verschiedene Teile, dann wurde sie zu gleichen Hälften den einzelnen Typen zugeteilt.

[23]) W. König, Über die Gewittervorhersage in Norddeutschland. Das Wetter XXXVI, S. 129 (1919).

Die drei wesentlichen Gewitterlagen sind folgende:

1. Hoher Druck im Osten, Südosten oder Süden; Tiefdruckgebiete im Westen, Nordwesten und Norden; Gewitterzug aus Süd, Südwest und West.

2. Maximum im Nordwesten, Norden und Nordosten; Minima im Südwesten, Süden und Südosten; Gewitterzug aus Südost, Ost und Nordost.

3. Hochdruckgebiet im Westen, Tief im Osten, Gewitterzug wechselnd, vornehmlich aus Südwest.

Diese Klassifikation stimmt mit der Königs vollkommen überein. Über die Anzahl der Fälle jedes Typus unterrichtet nachstehende Tabelle 12.

Tabelle 12.

Die Verteilung der verschiedenen Gewittertypen.

	Typus 1	Typus 2	Typus 3	Summe
Zahl der Fälle	102	24	11	137
In % der Ges.-Zahl	74	18	8	100

Wie aus dieser Zusammenstellung zu ersehen ist, überwiegen die Westgewitter bei weitem. 74% aller Gewitterperioden sind auf das Konto des ersten Typus zu setzen. Der letzte ist nur noch mit 8% vertreten, und Ostgewitterperioden machten auch nur 18% aus. Es ist wohl kaum nötig, an dieser Stelle noch einmal alle besonderen Merkmale der einzelnen Gewittertypen zusammenzustellen, da diese König bereits in seiner oben zitierten Arbeit besprochen hat und dem weiter nichts hinzuzufügen ist.

4. Länge und Heftigkeit der verschiedenen Gewittertypen.

Was die Länge der einzelnen Gewitterperioden bei den 3 verschiedenen Typen anbetrifft, so ergab eine Auszählung als mittlere Dauer der Perioden

vom Typus 1 ..... 2,6 Tage,
die Ostgewitter wiederholten sich durchweg an ..... 3,5 Tagen
und die Nordwestgewitter nur an..... 2,3 Tagen.

Zweifellos waren die Wetterlagen mit Ostgewittern also die beständigsten, die längsten im ganzen Zeitraum vorkommenden Perioden waren an die Ostgewitter gebunden; besonders seien hervorgehoben die Tage vom

5.—14. Juni 1910 = 10 Tage,
11.—17. Mai 1910 = 7 Tage,
29. Mai bis 6. Juni 1900 = 7 Tage,
} alle mit Ostgewittern.

6-tägige Perioden traten zweimal bei E-Gewittern und einmal bei Westgewittern ein. Die NW-Gewitterperioden sind stets nur kurz; länger als 3 Tage hielt dieser Typ nie an.

Zusammenfassend läßt sich also sagen, daß die Ostgewitter die beständigsten sind. Die meisten Gewitter ziehen aus Westen herauf, aber eine einmal eingeleitete Gewitterperiode mit Gewitterzug aus Osten pflegt länger anzuhalten, und dann kommt noch hinzu, daß die Ostgewitter viel heftiger sind und sich viel häufiger wiederholen. Die größten Unwetterkatastrophen sind mit Gewittern, die aus südöstlichen Richtungen heraufziehen, verbunden bei hohem Druck im Norden, und besonders katastrophal werden sie, wenn die südliche Depression stark entwickelt ist, nicht weit entfernt liegt und sich nähert; diese Umstände wirkten bei der furchtbaren Überschwemmung im Gottleubatal am 8. Juli 1927 alle zusammen, worüber Dietzschold[24]) berichtet hat.

[24]) G. Dietzschold, Das Unwetter über dem östlichen Erzgebirge am 8. Juli 1927. Zeitschr. f. angew. Met. (Das Wetter) XLV, S. 105 u. 135 (1928).

II. Über die Entstehung und Fortpflanzung der Gewitter.

Wie man sich die Entstehung, Ausbreitung und Fortpflanzung von Gewitterzügen zu denken hat, ist leider bei weitem noch nicht bis in alle Einzelheiten geklärt. Die folgenden Zeilen sollen deshalb keine erschöpfende Darstellung dieses Gegenstandes bringen, vielmehr nur die wesentlichen Gesichtspunkte kurz beleuchten. In Übereinstimmung mit den modernen Theorien der Meteorologie über die Polar- und Äquatorialfront, die Fortpflanzung von Böen usw. wird als das für die Gewitterbildung wesentlichste Moment der Gegensatz der spezifischen Eigenschaften zweier in unmittelbare Berührung gelangender Luftmassen betrachtet. Auf die Bedeutung, die aus diesem Grunde den Luftdruck- und Strömungsverhältnissen zukommt, ist ja bereits im ersten Teil näher eingegangen worden.

A. Über die Fortpflanzung eines Gewitters.

Wenn einmal ein ausgeprägtes Gewitter entstanden ist, so ist es verhältnismäßig einfach, die Gründe für dessen Fortbewegung zu untersuchen, und wir sind darüber ja schon recht gut unterrichtet. Das schwierigste Problem, dessen Lösung wir noch kaum näher gekommen sind, betrifft die Entstehung eines Gewitters. Nur aus diesem Grunde wird hier die Fortpflanzung vorangestellt.

1. Der untere Kaltluftkeil.

Da die Temperatur an dem von einem Gewitter betroffenen Ort fast stets — einige wenige Nachtgewitter ausgenommen — beträchtlich sinkt, so haben wir es mit einem mit dem Gewitter fortschreitenden Kaltluftkörper zu tun. Und nach den Untersuchungen von W. Schmidt[25]) und V. Bjerknes[26]) sind die Böenfronten, wo sich kalte Luft unter warme einschiebt, eine Hauptursache zum erzwungenen Aufstieg der Warmluft und damit verbundener heftiger Kondensation. Alle Wirbelgewitter und großen Gewitterfronten verdanken diesem Umstande ihre Entstehung.

Bei den Wärmegewittern haben wir es dagegen nicht mit einem Initialimpuls durch eine von außerhalb vordringende Kältewelle zu tun, vielmehr steigt die Temperatur nach Vorüberzug des Gewitters wieder rasch an. Trotzdem beobachten wir aber auch bei allen lokalen Gewittern eine meist wesentliche Abkühlung. Infolge des Zusammentreffens des Temperaturfalles mit dem Gewitter nimmt man an, daß beide ursächlich miteinander verknüpft sind.

Über den Ursprung der im Gewitter erfolgenden Abkühlung gehen die Meinungen jedoch auseinander. Zudem wirken mehrere Faktoren in gleichem Sinne: die durch die Bewölkung verhinderte Sonneneinstrahlung, die Verdunstung des gefallenen Niederschlags und eine direkte Abkühlung durch dessen niedrigere Temperatur, ferner vielleicht ein unmittelbarer Zustrom kälterer Höhenluft. Einen starken Einfluß scheint mir die unterhalb

[25]) W. Schmidt, Zur Mechanik der Böen. Met. Z. XXVIII, S. 355 (1911). — Weitere Versuche über den Böenvorgang und das Wegschaffen der Bodeninversion. Met. Z. XXX, S. 441 (1913).

[26]) V. Bjerknes, On the dynamics of the circular vortex with applications to the atmosphere and atmospheric vortex and wave motions. Geofysiske Publikasjoner, Vol. II, Nr. 4 (1921).

der Wolkengrenze notgedrungen erfolgende Abkühlung durch Verdunstung des Niederschlags auszuüben. Denn genau so, wie bei aufsteigender feuchter Luft die Kondensationswärme frei wird, muß bei absinkender Bewegung regenreicher Luft diese Wärme in den unteren Schichten wieder gebunden werden. Im Gewitter bewirkt dann die aufsteigende Luft einen Wärmetransport nach oben und gleichzeitig vornehmlich die Verdunstung der fallenden Kondensationsprodukte eine Wärmeentziehung unterhalb des Wolkenniveaus. So gleicht der Gewitterprozeß die Wärmegegensätze in der Atmosphäre aus und führt zu einer stabileren Schichtung, womit das Gewitter sein Ende erreicht.

Man muß bedenken, daß die Verdunstung von 1 g Wasser pro m^3 Luft den Dampfdruck etwa um 1 mm erhöhen muß. Da die spezifische Wärme der Volumeinheit Luft bei Normaldruck 300 cal m^{-3} und die Verdunstungswärme des Wassers 600 cal beträgt, so bewirkt die Verdunstung von 1g Wasser eine Abkühlung der Luft um 2^0. Haben wir z. B. Luft von 29^0 und einen Dampfdruck von 15 mm, so beträgt die relative Feuchtigkeit 50%. Wenn jetzt der Dampfdruck durch Verdampfen des fallenden Niederschlags auf 19 mm steigt, so wird dadurch die Temperatur auf 21^0 sinken und gleichzeitig die relative Feuchtigkeit auf 100% steigen. So scheint es mir auch naheliegend anzunehmen, daß infolge dieser Verdampfung die relative Feuchtigkeit steigt und die Temperatur fällt, und nicht die Zunahme der ersteren eine Folge des Temperaturrückganges ist. Obige Verhältnisse können natürlich nur bei windstillem Wetter beobachtet werden; eine Tatsache ist jedenfalls, daß bei fehlender Luftbewegung und beginnendem Regen die Temperatur sofort fällt und sowohl relative als auch absolute Feuchtigkeit steigen, und besonders Süring[27]) hat auf die Zunahme des Dampfdrucks bei Gewittern hingewiesen.

In den meisten Fällen ist mit dem Gewitter ein kräftiger Wind verbunden, der einen Austausch der Luftmassen bedingt. Auch in diesem Falle wird die herabstürzende Höhenluft sich sicher nicht trockenadiabatisch erwärmen, da der mit herabfallende Niederschlag verdunstet.

Über die im Gewitter tatsächlich beobachteten Verhältnisse möge folgendes Beispiel Aufschluß geben, das den im letzten Teil dieser Arbeit behandelten entnommen ist. Am 29. April 1913 um 14 Uhr (vgl. Fig. 85 auf S. 79) war in Herford die Temperatur nach einem Gewitter auf $18{,}4^0$ gesunken, der Dampfdruck betrug 12,2 mm. Gleichzeitig hatten Münster und Osnabrück innerhalb des Gewittergebiets $20{,}5^0$ und 11,2 mm Dampfspannung bzw. $19{,}1^0$ und 11,6 mm. Die nicht vom Gewitter betroffenen Orte Bremen, Hannover und Braunschweig beobachteten dagegen zur gleichen Zeit $25{,}9^0$ und 9,6 mm, $26{,}2^0$ und 10,7 mm sowie $27{,}2^0$ und 9,4 mm. Bilden wir das Mittel der ersten 3 Stationen, so ergibt sich $19{,}3^0$ und 11,7 mm; das Mittel der anderen Stationen beträgt dagegen $26{,}4^0$ und 9,9 mm. Um 8 Uhr waren die entsprechenden Werte der beiden Stationsgruppen $14{,}9^0$ und 10,7 mm bzw. $14{,}6^0$ und 10,5 mm, unterschieden sich also kaum voneinander. Im Gewittergebiet ist der Dampfdruck demnach um 2 mm gestiegen und die Temperatur um 7^0 gefallen, die Verdunstung allein hätte einen Temperatursturz von 4^0 bewirkt, die weitere Abkühlung ist wohl die Folge der Umlagerung der Luftmassen. Daß bei Wärmegewittern der Dampfdruck steigt, ist der beste Beweis für die Verdunstung des fallenden Regens. Zu dieser Kälteerzeugung kommen natürlich noch die anderen bereits erwähnten Einflüsse hinzu.

So kann man annehmen, daß der Kaltluftkeil bis zum Wolkenniveau reicht und seine Temperaturdifferenz gegen die umgebende Luft von dort nach unten immer mehr zunimmt, da der Zustand der unteren Schichten am weitesten von der Sättigung entfernt ist. Nun läßt sich nach der schon von Köppen[28]) in etwas anderer Form aufgestellten Formel für die Höhe eines Kaltluftkeils h

$$h = -\frac{30\ T^2 . dp}{p . dT}\ \text{Meter}$$ [29])

[27]) R. Süring, Der Verlauf der Gewitter vom 13. bis zum 26. Juli 1901. Erg. d. Gew. — Beob. i. d. Jahren 1901—1902; Veröff. d. K. Pr. Met.-Inst. S. XIII.

[28]) W. Köppen, Bemerkungen über die vertikale Verteilung des Luftdruckes. Z. f. Met. XVII, S. 81 (1882).

bei gegebener Druckstufe dp am Boden, der Temperaturdifferenz dT, dem mittleren Luftdruck p und der Temperatur T berechnen. Dabei ist aber zu bedenken, daß diese Formel in der Höhe keine Druckänderung voraussetzt. Tatsächlich scheinen aber die Beobachtungen auf Berggipfeln anzudeuten, daß dort die „Gewitternase" vielfach umgekehrt als in der Ebene verläuft, und der Druck dort im Gewitter gerade fällt. So sinkt auch auf dem Sonnblick der Luftdruck in der Regel noch, wenn ein Kaltluftkeil unten vordringt, wie v. Ficker[30]) bewiesen hat. v. Ficker machte auch darauf aufmerksam, daß die von Schmidt[31]) benutzte Formel um den in der Höhe erfolgenden Druckfall zu korrigieren ist.

Als Beispiel eines Barometerfalls über der Böe eines Wärmegewitters (Ostgewitter) sind in Tabelle 13 die Druck- und Temperaturänderungen im Harz am 12. VI. 1910 aufgeführt (auch dieses Beispiel entstammt der im letzten Teil untersuchten Gewitterperiode).

Tabelle 13.

Druck- und Temperaturänderungen in einer Gewitterböe am Harz am 12. VI. 1910.

Station	Zeit	dT	Zeit	db
Wasserleben	15^{20}	−10,0	15^{00}–16^{00}	+1,3
Brocken	15^{50}	− 7,0	15^{50}	−1,0

Man bemerkt, daß der Temperatursturz auf dem Brocken noch fast genau so stark ist als in der Niederung, und daraus folgt, daß der Kaltluftkeil über 1000 m Höhe hinausreicht. Setzt man in die Köppensche Formel die Werte $dp = +1{,}3$ und $dT = 8^0$ ein, so erhält man als Höhe des Kaltluftkeils nur 500 m. Berücksichtigt man dagegen den Barometerfall auf dem Brocken und setzt demgemäß dp = 2,3 mm, dann erhält man schon fast 1000 m Höhe der kalten Luft. Damit nähern wir uns der Wirklichkeit schon mehr, und es scheint so, daß die Abkühlung etwa bis 2 km Höhe reichen wird. Der Druckfall dort muß dann schon recht bedeutend sein.

2. Die günstigsten Bedingungen für die Fortpflanzung eines Gewitters.

Nach dem vorangehenden können wir also annehmen, daß der untere Kaltluftkeil etwa bis zur Wolkengrenze reicht. Pflanzt sich dieser nun in einer Richtung fort, so wird er die vorgelagerte Warmluft zum Aufsteigen veranlassen. Dieser Prozeß wird sich so lange fortsetzen, als die einbrechende Luft kälter als die voranlagernde ist. Wenn jedoch die Schichtung in der warmen Luft labil ist, so genügt ein kleiner Anstoß, um einen vollkommenen Umsturz herbeizuführen. Ist die Massenverteilung im allgemeinen noch stabil, aber feuchtlabil im Sinne von Refsdal[32]), so wird die zum Aufstieg gezwungene Luft in dem Falle, wo ihr Kondensationsniveau unterhalb der Höhe des Kaltluftkeils liegt, durch die von der Wolkengrenze ab freiwerdende Kondensationswärme unter Umständen in einer gewissen Erhebung wärmer ankommen, als der Temperatur der dort noch befindlichen Luft entspricht, und nun zu weiterem Aufquellen befähigt sein. Gerade auf diese Art scheinen die meisten Gewitter zu entstehen, denn die Schichtung ist in der Atmosphäre vielfach feuchtlabil; bedenkt man ferner, daß sie sich in der Regel gerade in der Nähe des kritischen Punktes vom Übergang von stabiler zu feuchtlabiler Luftmassenverteilung befindet (vgl. z. B. die Figur 75 auf S. 68), so kann man verstehen, daß der Gewitterprozeß manchmal ein plötzliches Ende nimmt, wenn er in Gebiete fortschreitet, wo die Bodenluft ein wenig kälter ist. Damit hängt auch wohl die Tatsache zusammen, daß Flußläufe ein Gewitter aufhalten, was zu oft beobachtet worden ist, als daß man es bezweifeln könnte.

Verfolgen wir die Adiabaten aufsteigender Luftmassen, so ist für die Temperaturabnahme gerade die Höhe des Kondensationsniveaus entscheidend. Es ist auch zu beachten,

[29]) Siehe auch F. M. Exner, Dynamische Meteorologie, 2. Aufl., S. 315.
[30]) H. v. Ficker, Zum Böenvorgang. Met. Z. XXIX, S. 535 (1912).
[31]) W. Schmidt, Weitere Bemerkungen zum Böenvorgang. Met. Z. XXIX, S. 103 (1912).
[32]) A. Refsdal, Der feuchtlabile Niederschlag. Geofysiske Publikasjoner, Vol. V, Nr. 12 (1930).

daß für die Gewitterbildung vornehmlich die Vorgänge in größeren Höhen — also oberhalb des unteren Wolkenniveaus — maßgebend sind, ob die aufquellende Luft dort noch mit einem Wärmeüberschuß ankommt oder nicht. Wir wollen eine einfache Formel ableiten, die einen flüchtigen Überblick über die Temperatur oberhalb der Kondensationsgrenze gestattet und besonders dazu dienen soll, aufsteigende Luftmassen verschiedener Temperatur und Feuchtigkeit miteinander zu vergleichen.

Wir gehen von der Formel für die Kondensationshöhe h von Ferrel aus:

$$h = 123\,(t - \tau) \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (1).$$

Hier ist t die Temperatur der aufsteigenden Luft und τ ihr Taupunkt. Oberhalb der Kondensationshöhe in der Höhe H ist die Temperatur t_H dann gegeben durch

$$t_H = t - \gamma\, h - \alpha\,(H - h) \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (2),$$

wenn γ der adiabatische und α der feuchtadiabatische Gradient sei. Näherungsweise erhält man

$$t_H = t - 1{,}23\,t + 1{,}23\,\tau - 0{,}005\,H + 0{,}005 . 123\,t - 0{,}005 . 123\,\tau \ldots\ldots \quad (3),$$

wenn man $\gamma = 1^0$ und $\alpha = 0{,}5^0$ pro 100 m setzt. Zusammengefaßt ergibt dies:

$$t_H = 0{,}39\,t + 0{,}61\,\tau - 0{,}005\,H \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (4).$$

Wollen wir 2 verschiedene Luftmassen mit den Temperaturen T bzw. T' und den Taupunkten τ und τ' vergleichen, so wird die Temperatur oberhalb des Kondensationsniveaus je nachdem höher oder niedriger sein als

$$0{,}39\,(T - T') \gtrless 0{,}61\,(\tau - \tau') \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (5);$$

hieraus folgt schließlich als Bedingungsgleichung

$$T - T' \gtrless \tfrac{3}{2}\,(\tau - \tau') \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (6).$$

Tiefere Temperatur wird also der Fortsetzung des Gewitterprozesses hinderlich sein, höherer Taupunkt ihn aber fördern. Zu dem gleichen Ergebnis gelangt Refsdal[32]) auf Grund seiner Schauerformel. Der Einfluß des Taupunktes überwiegt nach Gl. (6) den der Temperatur, was vielleicht als Bestätigung des schon im ersten Teil erhaltenen Ergebnisses dienen kann. Feuchte, wenn auch kühlere Gegenden werden demnach unter Umständen die Gewitter begünstigen können. Mit diesem überwiegenden Einfluß der Feuchtigkeit hängt wahrscheinlich auch die von Süring[33]) erwähnte Tatsache zusammen, daß sich am 3. Juli 1898 „heftige, blitzreiche Gewitter an den Küsten bei relativ niedriger Temperatur und bewölktem Himmel bildeten, jedoch ihre sichtbare elektrische Natur verloren, sobald sie in vorher von der Sonne bestrahlte hoch erwärmte Gegenden kamen ..". Die geringe Feuchtigkeit der kontinentalen Landstriche bewirkte wahrscheinlich eine Abnahme der aufsteigenden Luftbewegung.

3. Der Einfluß von Sümpfen und Seen auf die Gewitter.

Mit Hilfe der weiter oben abgeleiteten Formel läßt sich quantitativ berechnen, wann ein Gewitterprozeß geschwächt und wann er verstärkt wird. So ist es merkwürdig, daß Seen und Flüsse die Gewitterbildung aufhalten, sumpfige Gegenden sie dagegen gerade begünstigen. Auf jeden Fall scheinen bei der Fortpflanzung eines Gewitters kleine Ursachen große Wirkungen auszuüben, denn anders ist es nicht erklärbar, daß ein Fluß einen so gewaltigen Prozeß, wie ihn ein Gewitter darstellt, wesentlich schwächt. Es entspricht unseren Darlegungen, wenn Börnstein[34]) hervorhebt, daß die gewitterauflösende Wirkung der Flüsse dann groß sei, wenn sie kälter als das Land sind; die tiefere Temperatur genügt eben, einen Umsturz zu verhüten.

[33]) R. Süring, Die Gewitterböen am 3. Juli 1898. Veröff. d. K. Pr. Met. Inst., Erg. d. Gew.-Beob. in den Jahren 1898, 1899 u. 1900, S. XVIII.

[34]) R. Börnstein, Die Gewitter vom 13.—17. Juli 1884 in Deutschland. Aus dem Archiv der Seewarte VIII, Nr. 4 (1885).

Ähnlich sind die Verhältnisse über einem See. So ist z. B. nach Kleinschmidt[35]) die Luft über dem Bodensee an Sommermittagen schon im Mittel $2-3^0$ kälter als über Land (l. c. S. 38), ferner ist nach Kleinschmidt[36]) zur gleichen Zeit der Dampfdruck über dem See nur etwa 0,3 mm höher (l. c. S. 53); bei 19^0 Wärme gibt dies eine Taupunktdifferenz von $0{,}3^0$, und nach unserer Gleichung ist

$$2{,}5 > \frac{3}{2} \cdot 0{,}3 = 0{,}45;$$

mithin überwiegt über einem See tatsächlich der Einfluß der niedrigeren Temperatur, und er muß deshalb Wärmegewitter auflösen.

Anders ist es dagegen über Sümpfen, wo der höhere Dampfdruck die Einwirkung der niedrigeren Temperatur übertrifft und die Gewitterbildung gefördert wird. So hat Pernice[37]) klar nachgewiesen, daß im Spreewald dann Gewitter entstehen, wenn die Schichtung dort feuchtlabil und in der Umgebung stabil ist. Nach den Angaben von Pernice ist z. B. der Taupunkt an einem heiteren Herbsttag im Spreewald $2^1/_2{}^0$ höher (l. c. S. 69), die Temperaturmaxima liegen dagegen 2^0 niedriger (l. c. S. 66). Es ist

$$\frac{3}{2} \cdot \frac{5}{2} = \frac{15}{4} > \frac{8}{4},$$

und wir erkennen daraus die labilere Schichtung dieser wasserreichen Gegend. Feuchte Niederungen wirken übrigens nicht immer im gleichen Sinne, denn Börnstein[38]) hat einen Fall beschrieben, wo der Gewitterprozeß im ganzen Oderbruch unterbrochen wurde, und Süring[27]) bemerkt, daß sich bei den Gewittern vom 26. Juli 1901 „die Einflüsse der Flüsse bei verschiedenen Gewittern in direkt entgegengesetztem Sinne äußerten". Gerade aus diesen Tatsachen folgt mit Notwendigkeit, daß eine bestimmte Beziehung zwischen den entgegengesetzten Einflüssen von Temperatur und Dampfdruck bestehen muß.

4. Der Einfluß eines Gewitterzuges auf nachfolgende Gewitter.

In diesem Zusammenhang kann auch das Problem behandelt werden, warum sich so gern mehrere Gewitterzüge auf gleicher Bahn folgen, worauf schon Ferrari[39]) hingewiesen hat und was auch Süring[40]) mehrfach hervorhebt. Nach Süring und Mey[41]) können z. B. Gewitter geradezu „durch eine starke Abkühlung, z. B. infolge heftiger Niederschläge bei vorangegangenen Gewittern entstehen" (l. c. S. 24). Auf die Erhöhung des Dampfdrucks durch die Gewitter wurde ja bereits oben hingewiesen (S. 27), dann ist es aber nicht verwunderlich, daß in dem Falle, wo nach unserer Gleichung der höhere Dampfdruck den Einfluß der tieferen Temperatur überwiegt, sich gerade in dem vom Gewitter betroffenen Gebiet am leichtesten ein neues bildet und fortpflanzt.

Was über die verschiedenartigen Einwirkungen der Flüsse gesagt wurde, gilt auch für die Wiederholung von Gewittern. So verschonen manche wieder gerade die von einem

[35]) E. Kleinschmidt, Der Einfluß des Bodensees auf die Lufttemperatur seiner Umgebung. Das Wetter XXXVIII, S. 33 (1921).

[36]) E. Kleinschmidt, Zehnjährige Mittelwerte für Wind, Temperatur und Feuchtigkeit nach den Bodenbeobachtungen, Fesselaufstiegen und Pilotmessungen der Drachenstation am Bodensee. Württ. Jahrbücher für Statistik und Landeskunde, Jahrgang 1921/22, S. 31.

[37]) E. Pernice, Der Spreewald als Gewitterherd. Dissertation Berlin (Greifswald 1930).

[38]) R. Börnstein, Gewitterbeobachtungen bei einer Ballonfahrt. Met. Z. XVII, S. 377 (1900).

[39]) C. Ferrari, Untersuchungen über die dem Ufficio centrale di Meteorologia mitgeteilten Gewitterbeobachtungen vom Jahre 1881. Met. Z. II, S. 353 (1885).

[40]) R. Süring, Die Gewitter vom 2. Juli 1903, mit besonderer Berücksichtigung ihrer Beziehungen zu stärkeren Niederschlägen und Hagelfällen. Ergeb. d. Gew.-Beob. i. d. J. 1903, 1904 und 1905; Veröff. d. K. Pr. Met. Inst. Nr. 195, S. XIII.

[41]) R. Süring und A. Mey, Über den Zusammenhang zwischen Gewitterzügen und Niederschlagsgebieten. Veröff. d. K. Pr. Met. Inst. Nr. 218, Abh. Bd. III, Nr. 5.

vorhergehenden in Mitleidenschaft gezogenen Landstriche, was z. B. von v. Rohr[42]) bei einem Wintergewitter beobachtet wurde. Bei diesen Böengewittern tritt ja ein Luftkörperwechsel ein, es tritt kältere und dampfärmere Polarluft an die Stelle feuchter Tropikluft, und deshalb müssen selbstverständlich die von einem Gewitter bestrichenen Bezirke von den nachfolgenden verschont bleiben.

Bei dem bereits auf Seite 27 studierten Beispiel war die Temperatur nach einem Gewitter um 7^0 gefallen, der Taupunkt um $2^1/_2{}^0$ gestiegen. Da

$$\frac{3}{2} \cdot \frac{5}{2} = 4,$$

so folgt, daß bei einer wiedereinsetzenden Erwärmung von mehr als 3^0 das vom Niederschlag betroffene Gebiet für die Entwicklung eines neuen Gewitters prädestiniert ist, denn der höhere Dampfdruck erhält sich natürlich zunächst noch. Tatsächlich entwickeln sich auch gerade in dem vom Hauptgewitterzug betroffenen Gebiet in den darauffolgenden Stunden noch kleinere Lokalgewitter, so in Kassel von 15—16 Uhr und abends nördlich davon Wetterleuchten (vgl. Figur 86 auf S. 80). Auch an der Nordseeküste gelangten gegen Abend vielfach zwei sich folgende Gewitterzüge zur Beobachtung. Die nicht vom ersten Gewitter betroffenen Zonen blieben demgegenüber trotz der größeren Hitze ganz gewitterfrei.

5. Die vorangehende Abkühlung der oberen Schichten.

Ein Kaltluftkeil ist für sich allein noch nicht in der Lage, den Gewitterprozeß fortzupflanzen. Denn in allen Fällen, wo in der ganzen Atmosphäre Windstille herrscht, breitet sich ein lokal entstandenes Gewitter nicht aus, trotzdem sich infolge des über dem vom Gewitter betroffenen Gebiet erfolgenden Druckanstiegs die kühlen Luftmassen allseitig ausdehnen. So erinnere ich mich eines Gewitters, das südlich von Düsseldorf entstand, während eine Luftbewegung bis in die größten Höhen der Atmosphäre fehlte und sich das Gewitter natürlich nicht von der Stelle bewegte. Etwa 15 Minuten nach dessen Beginn wurde der Beobachtungsort von dem kalten Gewitterwind erreicht; aber das Vordringen des Kaltluftkeils vermochte über Düsseldorf nicht einmal eine kleine Wolke zu erzeugen, geschweige denn ein Gewitter. Und wie sich mit Hilfe des Radios feststellen ließ, hatte sich das Gewitter bereits nach 15 Minuten wieder vollkommen aufgelöst, als die Abkühlung der unteren Luftmassen und der vorangegangene Wärmetransport nach oben eine Stabilisation der Atmosphäre hervorgerufen hatten.

Offenbar war die Atmosphäre an jenem Tag zur Gewitterbildung prädestiniert, denn sonst hätte sich ja nicht plötzlich ein Gewitter bilden können. Der untere Kaltluftkeil breitete sich nach allen Seiten aus, konnte aber damit den Gewitterprozeß nicht weiter forttragen. Allerdings mußte dieser rasch zusammenschrumpfen, und man kann annehmen, daß eine gewisse Höhe des Keils zur Fortpflanzung eines Gewitters nötig ist.

Aber auch die Vorgänge in den höheren Schichten der Atmosphäre spielen bei der Fortpflanzung eines Gewitters eine große Rolle, was dadurch hervorgeht, daß sich die Gewitter stets mit der oberen Strömung fortbewegen. Auch ziehen sie an der Küste nach Köppen[43]) meist vom Land gegen das Meer, mit der oberen Strömung und gegen den unteren Seewind.

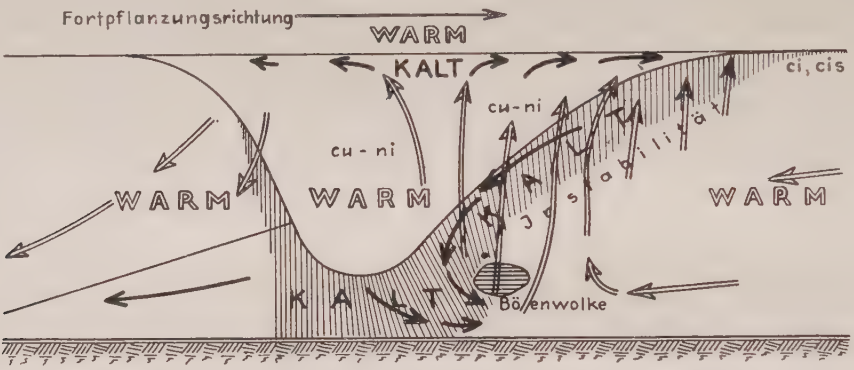
Es ist bemerkenswert, daß der Prozeß der Wolkenbildung an einem Ort, über den ein Gewitter hinwegzieht, oben beginnt. Zuerst erscheinen die feinen ci-, cistr- und cirrusnotheus-Wolken, dann die tieferen altocumulus- und altostratus-Formationen und zuletzt erst die eigentlichen schweren Gewitterwolken.

---

[42]) M. v. Rohr, Die Gewitter vom 11. December 1891 im Zusammenhange mit den gleichzeitigen Witterungserscheinungen. Ergeb. d. Gew.-Beob. im Jahre 1891; Veröff. d. K. Pr. Met. Inst. S. XI.

[43]) W. Köppen, Über den Gewitterzug vom Lande nach der See. Met. Z. XIV, S. 56 (1897).

Erk[44]) und v. Ficker[45]) deuten die den Gewittern voranziehenden Zirruswolken als eine Abkühlungserscheinung. Man kann aber ferner annehmen, daß aus den zuerst erscheinenden höchsten Wolken Kondensationsprodukte herausfallen, die in den niedrigeren, noch nicht gesättigten Schichten sofort verdampfen müssen. Dies bewirkt eine starke Instabilität gegen die noch tiefer lagernden warmen, vom Niederschlag noch nicht erreichten Luftmassen. Es wird ein mächtiges Aufquellen dieser warmen Luft an der Vorderseite des Gewitters eintreten, wie es in Figur 18 durch Pfeile angedeutet ist. Dies stimmt mit den Beobachtungstatsachen überein, denn gerade an der Vorderseite von Gewittern kann man oft verfolgen, wie sich in kürzester Zeit mächtige cu-ni-Wolken entwickeln. Die Kondensationshöhe der aufsteigenden Luft liegt natürlich tiefer als die den Niederschlag hervorrufenden Wolken, und so pflanzt sich der Gewitterprozeß in immer tiefere Schichten fort.



Figur 18. Schema für die Fortpflanzung eines Gewitters.

Die in der Höhe an der Vorderseite des Unwetters abgekühlte Luft wird teilweise abwärts strömen und den in den untersten Schichten vordringenden Böenkopf verstärken. An dieser Stelle, wo die warme Luft gewaltsam zum Aufsteigen veranlaßt wird und durch die Abkühlung der oberen Schichten die Atmosphäre in einen wenig stabilen Zustand versetzt worden ist, spielt sich der Umsturzprozeß in der heftigsten Weise ab. An der Rückseite des Gewitters sind die Verhältnisse stabil; die warme Luft lagert über der kalten.

Nach diesem Schema sind bei einem Gewitter zwei wesentliche Vorgänge zu unterscheiden: die von oben ausgehende Instabilität und der untere Kaltluftkeil. Es erhellt ohne weiteres die große Bedeutung des dem Gewitter voranschreitenden oberen Wolkenschirms, der zur später erfolgenden Luftmassenumlagerung wesentlich beiträgt; daher ist die Höhenströmung ausschlaggebend. Der untere Kaltluftvorstoß trägt aber zur Heftigkeit der Erscheinung wesentlich bei. Das bestätigt die fast ausnahmslos zu beobachtende Gewitternase. Auch ergab eine Durchsicht der Registrierstreifen vom 1.—20. Juni 1910 in Bezug auf den Zusammenhang zwischen Druckstufen und Gewitterzügen, daß die Unwetter bald erlöschen, wenn keine Druckstufe mehr zu erkennen ist, was sich besonders oft in den Abendstunden zeigte. Dies ist ein Anzeichen dafür, daß der Kaltluftkeil durch entsprechende abendliche Abkühlung der noch nicht vom Gewitter betroffenen Gegenden an Wirksamkeit verloren hat und nicht mehr fähig ist, zur weiteren Ausbreitung des Gewitters beizutragen.

6. Die Kälte der Wolken.

Den thermodynamischen Überlegungen vom Auftrieb der Wolken stehen die Beobachtungen entgegen, daß innerhalb der Wolken die Temperaturen besonders niedrig sein

[44]) F. Erk, Beziehungen der oberen Inversion zu den Gebieten hohen und tiefen Druckes, Beitr. z. Phys. d. fr. Atm. III, S. 20 (1910).

[45]) H. v. Ficker, in Müller-Pouillet, Lehrbuch der Physik, Bd. V; 1, S. 159 (Braunschweig 1928).

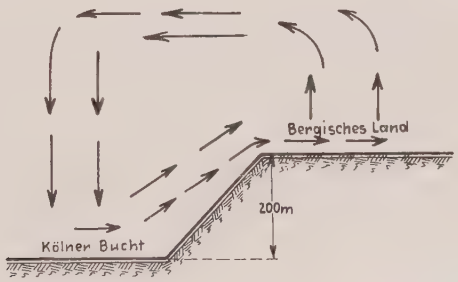
sollen. Darauf haben in neuester Zeit besonders Lange[46]) und Kopp[47]) auf Grund von Flugzeugbeobachtungen hingewiesen. Aber auch Groß[48]) hob schon die Kälte der Wolken hervor, v. Bezold[49]) glaubte an eine Übersättigung, und auch Prohaska[50]) wies auf diese Erscheinung hin, „die mit der herrschenden Theorie in Widerspruch stände". Neuerdings hat Kopp[51]) die Übersättigungstheorie wieder aufgegriffen und auch Robitzsch[52]) über den gleichen Gegenstand eine Untersuchung veröffentlicht. Es ist jedoch zu vermuten, daß die Ursachen für die beobachteten niedrigeren Wolkentemperaturen an der Art der Beobachtungen liegen.

B. Bemerkungen zur Entstehung der Gewitter.

Es wurde schon mehrfach hervorgehoben, daß die Entstehung eines Gewitters sehr eng an die Bedingung einer Grenzfläche von Luftmassen verschiedener Dichte gebunden zu sein scheint. Es entstehen auf diese Art wohl alle großen und breiten Gewitterzüge. Aber auch kleinere lokale Gewitterbildungen lassen sich vielfach auf dieselbe Ursache zurückführen. Entweder entstehen sie in gebirgigen Gegenden, wo die verschiedene Höhenlage eine recht komplizierte Temperaturverteilung ergeben muß, oder aber sie bilden sich an der Grenzfläche von Landschaftszonen verschiedener morphologischer Gestalt.

1. Der Einfluß der Topographie.

Besonders gern entstehen sie dort, wo zwei ebene Gelände verschiedener Höhenlage aneinandergrenzen. Dies ist wohl eine Ursache für den ausgesprochenen Gewitterreichtum des Bergischen Landes bis zur Südgrenze des Ruhrgebietes[53]) (vgl. die Karte 1. c. S. XVII). Dort grenzt die Kölner Bucht unmittelbar an die westlichen Ausläufer des Sauerlandes. Der Höhenunterschied beträgt bei Düsseldorf etwa 200 m. Figur 19 zeigt schematisch den Geländeverlauf.



Figur 19. Schema der Gewitterentstehung im Bergischen Land.

---

[46]) K. O. Lange, Die aerologischen Verhältnisse in Cumulus- und Cumulonimbus-Wolken. Beitr. z. Physik d. fr. Atm. XVI, S. 131 (1930).

[47]) W. Kopp, Übersättigungsstudien in Wolken mit dem Flugzeug. Met. Z. XLVI, S. 480 (1929).

[48]) Groß, Einige wissenschaftliche Ergebnisse gleichzeitiger am 19. Juni 1889 angestellter Beobachtungen in den höheren Luftschichten im Luftballon und auf meteorologischen Hochstationen, I. Teil. Zeitschr. f. Luftschiffahrt VIII, S. 249 (1889).

[49]) W. v. Bezold, Übersättigung und Überkaltung in ihrer Beziehung zur Gewitterbildung. Zeitschr. f. Luftschiffahrt u. Phys. d. Atmosph. XI, S. 192 (1892).

[50]) K. Prohaska, Bemerkungen über Gewitter und deren Classification. Jahresber. des k. k. ersten Staatsgymnasiums in Graz (Graz 1894).

[51]) W. Kopp, Über die Möglichkeit, mit den gewöhnlichen aerologischen Hilfsmitteln die Übersättigung der Wolkenluft zu bestimmen. Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre XVI, S. 173 (1930).

[52]) M. Robitzsch, Feuchtadiabatische Zustandsänderung in übersättigt aufsteigender Luft, Gerlands Beitr. z. Geophysik XXVI, S. 79 (1930).

[53]) Th. Arendt, Die geographische Verbreitung der Gewitter in Nord- und Mitteldeutschland, Ergeb. d. Gew.-Beob. i. d. J. 1919, 1920, 1921; Veröff. d. Pr. Met. Inst. Nr. 316, S. XVI (1922).

Hier entstehen die Gewitter mit großer Regelmäßigkeit auf dem erhöhten Plateau. Gerade dort, wo sich an jedem heißen Sommertag die ersten und mächtigsten cu-Wolken bilden. Es ist ohne weiteres einleuchtend, daß die Hochfläche in Bezug auf die in gleicher Höhe über der benachbarten Niederung befindlichen Luftmassen überhitzt ist. Daher stellt sich eine Zirkulation in der in der Figur durch Pfeile angedeuteten Richtung ein, und es bewegen sich verschiedene Luftströme gegeneinander. Es sind mir Fälle bekannt, wo über der bezeichneten Gegend tagelang jeden Vormittag ein heftiges Gewitter entstand. Über der anschließenden Niederung herrschte zur gleichen Zeit heiteres Wetter. Diese Gewitter verdanken ihre Entstehung wohl teilweise dem Temperaturgegensatz in der Horizontalen, der also eine wesentliche Bedingung für die Entwicklung eines Unwetters darstellt; hinzu kommt die labilere Schichtung über dem Hochplateau.

2. Die Feuchtlabilität.

Nach den bereits erwähnten Untersuchungen von Pernice[37]) scheint die Größe der Feuchtlabilität von wesentlicher Bedeutung für die Gewitterentstehung zu sein. So kommt auch Douglas[54]) für Schottland zu dem Ergebnis, daß die Feuchtigkeit und der vertikale Temperaturgradient sowie die Konvergenz der Luftströmung die wichtigsten Faktoren seien. Horizontalen Temperaturverschiedenheiten mißt er dagegen nur sekundäre Bedeutung zu (l. c. S. 145). Vielleicht hängt das damit zusammen, daß in Schottland echte Wärmegewitter kaum jemals beobachtet werden.

Auch bei der Gewitterbildung an Fronten ist die Stabilität der Schichtung von hervorragender Bedeutung. Über ihre Bildung an der Böenfront sind wir schon gut unterrichtet, weniger über die an Aufgleitfronten (vgl. S. 38 ff.), wofür besonders Markgraf[55]) ein Beispiel gegeben hat. An Einbruchsfronten wird die Warmluft gewaltsam gehoben, und es kann dann zu einem Umsturz der Luftmassen kommen, ähnlich wie es bei der Fortpflanzung eines Gewitters geschildert wurde. Warum es dagegen an einer Aufgleitfront in der Regel nur zu Landregen, manchmal jedoch zu Gewittern kommt, hängt von der Stabilität der aufgleitenden Luftmassen selbst ab. Sind sie stabil genug geschichtet, so werden die Stromlinien in einander parallelen Bahnen aufwärts verlaufen, und es wird gleichmäßige Abkühlung und ruhiger Regen entstehen. Im allgemeinen ist die Luft auch stabil geschichtet. Es ist aber zu bedenken, daß die Stabilität beim Aufwärtsgleiten abnimmt, da die Feuchtigkeit dabei ansteigt. So kann sehr wohl eine vorher im stabilen Zustand befindliche Luftmasse durch das Aufgleiten längs einer Kaltfront in den feuchtlabilen Zustand übergehen, und damit kann jederzeit ein vollkommener Umsturz in dieser Luftschicht stattfinden, der dann im Gewitter sichtbar wird. Im Anschluß an das zweite Beispiel wird auf Seite 85—87 unter vereinfachenden Annahmen die nötige Hebung einer Luftmasse berechnet, damit ihre Schichtung instabil wird, und auf diese Rechnung sei an dieser Stelle verwiesen. Während also bei einem vordringenden Kaltluftkeil die Gewitterbildung durch das erzwungene Aufsteigen der wärmeren Luft veranlaßt wird, ist sie an einer Warmfront von der Stabilität der Warmluft selbst abhängig.

C. Ursache und Entstehung der Westgewitter.

Der bei weitem häufigste Gewitterzug ist von SW nach NE gerichtet, und deshalb sei dieser Typus zuerst behandelt. Diese Klasse von Gewittern läßt sich wieder in verschiedene Unterabteilungen zerlegen; von den winterlichen Böen aus NW bis zu den bei heißem Sommerwetter aus Süden heraufziehenden schweren Gewittern bestehen doch wesentliche Unterschiede qualitativer und quantitativer Art. Aber ihnen allen ist ein bestimmter atmosphärischer Zustand eigentümlich: sie treten an der Grenzfläche bei von Westen nach Osten fortschreitenden kälteren Luftmassen ein.

---

[54]) C. M. K. Douglas, Thunderstorms in Scotland and their probable explanation. Journal of the Scottish Meteorological Society, Vol. XVIII, S. 143 (1921).

[55]) H. Markgraf, Gewitter an einer Aufgleitfront. Ann. d. Hydr. usw. LVI, S. 47 (1928).

1. Die bei ihnen herrschende Druck-, Temperatur- und Strömungsverteilung.

Im allgemeinen nehmen bei dieser Wetterlage Luftdruck und Temperatur gleichzeitig von SE nach NW ab; daraus folgt, daß sich das Druckgefälle mit zunehmender Höhe verstärkt, was wieder eine ebensolche Zunahme der Windgeschwindigkeit bedingt.

2. Die vorangehende Abkühlung der oberen Schichten.

Schon Hann[56]) wies darauf hin, daß wegen des in der Höhe heftigeren Windes sich dort die Abkühlung zuerst bemerkbar machen müßte. v. Ficker[57]) hat nachdrücklichst hervorgehoben, daß den Kälteeinbrüchen in der Höhe — unabhängig von ihnen — eine starke Abkühlung vorausgehe. v. Ficker[58]) glaubt, daß mit dieser Abkühlung in der Höhe die Cirrusbildung verbunden sei, die der Böenlinie weit vorauseilt, was auch Erk[44]) schon betont hat.

Unter Voraussetzung stationärer Verhältnisse kann man die Änderung der Windstärke mit der Höhe $\frac{\partial v}{\partial z}$ direkt als Funktion der Zunahme der potentiellen Temperatur in der Vertikalen $\frac{\partial \vartheta}{\partial z}$ und Horizontalen $\frac{\partial \vartheta}{\partial x}$ berechnen nach der Formel:

$$\frac{\partial v}{\partial z} = v \frac{\partial \lg \vartheta}{\partial z} - \frac{g}{l} \frac{\partial \lg \vartheta}{\partial x}\ ^{59}),$$

wo g die Schwere-Beschleunigung und l zur Abkürzung für $2\,\omega \sin \varphi$ gesetzt ist. Bei indifferentem Gleichgewicht bleibt:

$$\frac{\partial v}{\partial z} = - \frac{g}{l} \frac{\partial \lg \vartheta}{\partial x};$$

nehmen wir z. B. an, daß sich die potentielle Temperatur um 10^0 pro 1000 km ändere — eine Temperaturdifferenz von $3-6^0$ zwischen Zugspitze und Lindenberg (600 km Entfernung) in 1 und 3 km Höhe tritt nach v. Ficker[60]) im Sommer in 34% der Fälle ein — so erhalten wir

$$\frac{\partial v}{\partial z} = - \frac{10}{10^{-4}} \cdot \frac{\partial \log \vartheta}{\partial x} \cdot \frac{1}{M}$$

— wo M der Modul der Briggschen Logarithmen — wenn wir $\varphi = 50^0$ setzen. Oder

$$\frac{\partial v}{\partial z} = \frac{10^5}{0.4343} \cdot \frac{0.01^5}{10^6}$$

unter der Annahme $\vartheta = 300^0$. Es ergibt sich also

$$\frac{\partial v}{\partial z} = \frac{0.035 \text{ m sec}^{-1}}{10^1 \text{ m}} = 0{,}035 \cdot 10^2 = 3{,}5 \text{ m sec}^{-1} \text{ pro km}.$$

Dieser Wert ist immerhin schon beachtlich und zeigt, daß die Windgeschwindigkeit bei horizontalen Temperaturunterschieden sich mit der Höhe recht beträchtlich ändern muß. Infolgedessen wird ein Polarluftausbruch — der sich meist bis zur Grenze der Troposphäre erstreckt — zuerst in den oberen Schichten in Erscheinung treten und der untere Kaltluftvorstoß erst später nachfolgen. Damit steht in Einklang, daß sich meist schon 6—8 Stunden vor Eintritt des Gewitters jene charakteristischen cumuli-castellati zeigen, deren Erscheinen darauf hindeutet, daß in den oberen Luftschichten eine instabilere Schichtung eingetreten

[56]) J. Hann, Die Gesetze der Temperaturänderung in aufsteigenden Luftströmungen und einige der wichtigsten Folgerungen aus denselben. Zeitschr. f. Met. IX, S. 337 (1874).

[57]) H. v. Ficker, Die Beziehungen zwischen Druck und Temperatur in der freien Atmosphäre. Beitr. z. Phys. d. fr. Atmosph. X, S. 51 (1922).

[58]) H. v. Ficker, Kälteeinbrüche über Lindenberg. Met. Z. XXXIX, S. 65 (1922).

[59]) vgl. F. M. Exner, Dynamische Meteorologie, 2. Auflage, S. 190.

[60]) H. v. Ficker, Häufigkeit von Temperaturdifferenzen bestimmter Größe zwischen Alpen und Norddeutschland in den Höhen von 1000 u. 3000 m. Met. Z. XLIII, S. 58 (1926).

ist. Auch die neueren Flugzeugbeobachtungen, besonders von Douglas[61]) und Schneider[62]) haben ergeben, daß in den Schichten oberhalb 5000 m schon mehrere Stunden vor Eintritt des Gewitters eine stärkere Abkühlung zu beobachten ist. Diesen vorbereitenden Einflüssen folgt erst viel später der in den unteren Schichten vordringende eigentliche Kaltluftkeil nach, der allerdings seine größte Energie zuweilen auch in einiger Höhe zu entfalten scheint, wofür in neuester Zeit Reidat[63]) ein Beispiel gibt. Durch die Abkühlung der oberen Luftmassen sind die Verhältnisse in der Atmosphäre bereits stark entstabilisiert, und es genügt jetzt ein Anstoß von unten, um den Prozeß der Gewitterbildung auszulösen. Im großen und ganzen haben wir also bei den hier betrachteten Böeneinbrüchen die gleichen Verhältnisse einer doppelten Temperaturänderung wie bei dem Fortschreiten eines einzelnen Gewitters anzunehmen, natürlich in viel größerem Maßstabe; v. Ficker[45]) weist ja auch bereits auf die Ähnlichkeit der Zirrusbildung an der Vorderseite von Tiefdruckgebieten und Gewittern hin.

Der untere Kaltluftkeil ist stets an eine Konvergenzlinie gebunden, die ihre Ursache den Temperaturdifferenzen zwischen Vorder- und Rückseite verdankt. Er wird sich, der vorhandenen primären Druckverteilung folgend, weiter entwickeln. Bei östlichem Fortschreiten in den Kontinent hinein wird es dort zu starker aufsteigender Luftbewegung und zu einem Umsturz der Luftmassen kommen, wo die Stabilität bereits sehr gering geworden ist, in Ausnahmefällen durch Überhitzung der unteren Schichten allein, in der Regel aber im Verein mit der vorangegangenen Abkühlung in der Höhe. Alle diese Gewitter sind an vordringende kältere Luftmassen gebunden und daher einem einheitlichen Typ zuzuordnen. Die aus westlichen Richtungen heraufziehenden größeren Gewitterzüge gehören diesem sämtlich an.

Es wurde schon erwähnt, daß sich die einzelnen Wetterlagen mit Westgewittern noch näher analysieren lassen: je nachdem, ob der höchste Druck im Süden und die Depression im Norden liegt — dies ist bei den meisten Böen der Fall, die ihre Entstehung weniger der Erhitzung der kontinentalen Luftmassen verdanken — oder ob das Luftdruckminimum mehr im Nordwesten über den Britischen Inseln liegt und das Hoch die Gebiete Ost- und Südosteuropas einnimmt. In diesem Falle — typisch nur für den Sommer — pflegt die Erhitzung der Luftmassen eine große Rolle zu spielen. Ein dritter Fall schließlich, daß nämlich die Zyklone in der Nähe der Biscaya-See erscheint bei hohem Druck im Osten, und die Gewitter aus Süden heraufziehen, bildet bereits ein Übergangsstadium zu den nun zu behandelnden Ostgewittern. Er hat mit diesen gemeinsam, daß die Gewitter recht schwer auftreten und gewaltige Wassermengen über die von ihnen betroffenen Gegenden herabschütten. Hingegen sind sie noch an das Vordringen kälterer Meeresluft gebunden und deshalb noch zum Typus der Westgewitter zu rechnen. Sobald sie aber nicht mehr den Einbruch kälterer Luft begleiten, muß man sie zu den Ostgewittern zählen.

D. Ursache und Entstehung der Ostgewitter.

Gerade über diese Klasse von Gewittern, die allerdings weniger häufig sind, sich aber durch ihre vielfache Wiederholung und große Heftigkeit auszeichnen, ist bisher noch weniger bekannt. Hauptsächlich König[23]) hat über sie eine nähere Untersuchung angestellt und auf ihre Stärke und große Ausdehnung hingewiesen.

[61]) C. K. M. Douglas, Temperatures and humidities in the upper air: conditions favourable for thunderstorm development, Professional Notes, Meteorological Office London, Nr. 8, S. 112 (1920). Referat von A. Wagner, Met. Z. XL, S. 30 (1923).

[62]) K. Schneider, Wolkenbeobachtungen bei Flugzeugaufstiegen. Die Arb. d. Pr. Aer. Obs. Lindenberg XV, S. 261 (1926).

[63]) R. Reidat, Gewitterbildung durch Kaltlufteinbruch in der Höhe. Beitr. z. Phys. d. fr. Atmosph. XVI, S. 291 (1930).

1. Die bei ihnen herrschende Druck-, Temperatur- und Strömungsverteilung.

Schon Hann[64]) machte auf die Tatsache aufmerksam, daß die Ostgewitter vornehmlich bei tiefem Luftdruck über der Adria zur Entwicklung kommen und eine besondere Erscheinung des Frühsommers sind, während die Westgewitter erst Ende Juli bis Anfang August ihr Häufigkeitsmaximum erreichen. Auch betonte er, daß die aus östlichen Richtungen heraufziehenden Gewitter besonders in Begleitung von Depressionen auftreten, die die Zugstraße Vb einschlagen, und zwar „auf der NW-Seite der Mittelmeerdepressionen, die von der südlichen Adria nach Ungarn heraufkommen" (l. c., S. 245—246). Auch weist Hann bereits darauf hin, daß sich besonders die SE-Gewitter mit Vorliebe wiederholen (l. c., S. 245).

Der höchste Druck liegt stets im Norden Europas, etwa vom Nordatlantischen Ozean bis Finnland. Demgegenüber besteht tiefer Druck im Süden, vornehmlich über dem Mittelmeer, aber auch eine Lage über dem Schwarzen Meer und Südosteuropa ist nicht selten; liegt das Minimum über der Biscaya, so haben wir einen Übergang zu den eben besprochenen Westgewittern. Von diesen südlich gelegenen Tiefdruckgebieten erstrecken sich mehr oder weniger ausgeprägte Teiltiefstörungen nach Mitteleuropa, allerdings nicht so gut entwickelt wie beim vorherigen Typ.

Je tiefer der Druck, desto verbreiteter und heftiger sind die Gewitter; zuweilen treten sie auch bei relativ hohem Barometerstand auf, während die Gewittertätigkeit bei Verlagerung des südlichen Tiefs nach Mitteleuropa bald nachläßt. Zyklonale Isobarenkrümmung scheint die Entwicklung dieser Gewitter zu begünstigen. Das Wetter ist dabei außerordentlich drückend und schwül wegen des bei dieser Witterung meist vorhandenen hohen Dampfgehaltes der Atmosphäre. Die Gewitter haben keine Abkühlung im Gefolge, sie steigern im Gegenteil noch die absolute Feuchtigkeit und vergrößern damit die Hitze. Es bilden sich mächtige cu-ni-Wolken und die Gewitter sind sehr blitzreich. Perioden mit solcher Wetterlage gehören zu den eindrucksvollsten im jährlichen Wetterverlauf.

Wesentlich für die Entstehung dieser Gewitter scheint die von König (a. a. O.) hervorgehobene Tatsache zu sein, daß sie an der Westseite einer sich von Süden nach Norden erstreckenden Wärmezunge auftreten. Es fällt auf, daß es bei Ostgewittern über West- und Nordwesteuropa sehr kühl ist bei vorwiegend nordöstlicher Luftströmung. Hingegen hat der Osten, Südosten und Nordosten vorwiegend heiteres und warmes Wetter, besonders in den östlichen und nordöstlichen Teilen Europas pflegt die bei meist wolkenlosem Himmel in der Nähe des hohen Drucks fast ununterbrochen wirkende Sonneneinstrahlung eine gewaltige Erwärmung mächtiger Luftmassen zu bewirken. Als Folge dieser Verhältnisse tritt in der Höhe ein Gebiet hohen Drucks über Rußland und Finnland auf, während das Wärmedefizit über Westeuropa in Verbindung mit dem niedrigeren Bodendruck einen besonders empfindlichen Luftmangel in den oberen Schichten bewirkt. Dadurch weht dort ein beständiger, starker SE und E, der warme Luftmassen nach Nordwesten führt. Weiter unten tritt wegen der relativen Kühle der Nord- und Ostsee und des angrenzenden Atlantischen Ozeans meist eine kühlere Strömung aus nordöstlichen Richtungen auf, die die stets zu beobachtende Temperaturabnahme von Osten nach Westen bewirkt. Osteuropa liegt im Bereich einer warmen Südostströmung, die dort die ganze Atmosphäre beherrscht, während im Westen der Ostwind lediglich in der Höhe anzutreffen ist.

2. Die Bedeutung der Grenzflächen für diese Gewitter.

Und bei diesen Verhältnissen bilden sich die Gewitter dort, wo die heiße Südostströmung an die kühlere Zone nordöstlichen Windes grenzt. Von hier pflanzen sie sich — der Höhenströmung folgend — in das kältere Gebiet hinein fort, wo die Temperaturen aber bei großer Feuchtigkeit auch noch beträchtlich hoch ansteigen und die schon erwähnte Schwüle erzeugen. In der heißen Südostwindzone ist die Gewittertätigkeit viel schwächer und betrifft fast nur die Gebirge.

[64]) J. Hann, Gewitterperioden in Wien. Met. Z. III, S. 237 (1886).

Daß der Temperatur- und Strömungsunterschied der verschiedenen Luftmassen eine Hauptursache dieser Gewitter darstellt, wird im 3. Teil dieser Arbeit an den behandelten Beispielen gezeigt. So nimmt z. B. einmal in Preußen die Gewittertätigkeit gerade in dem Augenblick zu, wo sich infolge Druckanstiegs über dem Norden Europas das nördsüdliche Druckgefälle verstärkt, und damit der Transport kühlerer Ostseeluft beschleunigt wird (s. S. 66); trotz steigenden Luftdrucks und fallender Temperatur steigert sich die Gewitterbildung.

3. Ihr Zusammenhang mit den Gewittern „zwischen warmen und kalten Räumen".

Die Tatsache, daß die Ostgewitter im kühleren Gebiet auftreten, ist schon oft erwähnt worden. Kaßner[65]) behandelt einen Fall, wo eine feuchte, warme SE-Strömung über eine kühle nordöstliche weht und zu starker Gewitterbildung Veranlassung gibt. Süring[27]) gibt gleichfalls ein schönes Beispiel für solche Ostgewitter, „wo z. B. am 18. Juli das von Gewittern betroffene Gebiet zwischen Oder und Weichsel das kühlste und am meisten bewölkte in ganz Deutschland war", und er weist nachdrücklich auf den Zusammenhang mit den „Gewittern zwischen warmen und kalten Räumen" hin und hält den hohen Wasserdampfgehalt der unteren Schichten und die dabei regelmäßig erfolgende Ausbildung von Teildepressionen für ihre Ursache.

Gewitter zwischen warmen und kalten Räumen hat man aber schon früh beobachtet, jedoch fast nur in den Alpenländern und dort vor allem Prohaska[66]). In allen diesen Fällen ziehen die Gewitter aus südlichen Richtungen herauf, während am Boden einsetzender NW-Wind starke Abkühlung bringt. Es weht warme Luft über kalte, und die Schichtung der Atmosphäre ist stabil, was Prohaska[67]) bei der Besprechung der schweren Südostgewitter vom 21.—22. August 1892 besonders betont hat, und er meint, daß „die Übereinanderlagerung des kalten Unterstroms und der relativ warmen Oberströmung die Gewitterbildung sehr begünstigt." Diese Gewitter erreichten zudem noch ihre größte Intensität nachts, als also die vertikale Temperaturabnahme besonders gering war. In der gleichen Arbeit macht der Verfasser aber auch auf die große Bedeutung des vorhandenen starken horizontalen Temperaturgefälles aufmerksam; dessen Einfluß heben auch Süring und Mey[41]) hervor. Prohaska[68]) hat auf diese merkwürdigen Gewitter immer wieder hingewiesen.

Es sind dies dieselben Gewittertypen, die Hann[69]) bereits 1864 erwähnt und später eingehender beschrieben hat. Er sah oft in Wien nach erfolgtem Kälteeinbruch Gewitter aus Süd heraufziehen[70]).

Daß vielfach Unwetter auftreten, wenn eine warme Strömung eine kalte überweht, hat auch Cave[71]) häufig in England beobachtet und als 3. Gewitterursache bezeichnet er einen Warmluftstrom, der sich über kalte Luft hinschiebt[72]). „Die Gewitter dieser Art

[65]) C. Kassner, Gewitter, Hagel und Wirbelsturm in Ostdeutschland am 20. Mai 1907. Erg. d. Gew.-Beob. i. d. J. 1906 und 1907, Veröff. d. Kgl. Pr. Met. Inst. Nr. 209, S. XXVII.

[66]) K. Prohaska, Die Gewitter vom 3.—7. August 1890 im Gebiet der Ostalpen. Met. Z. VIII, S. 28 (1891). — Die Gewitter nnd der Wettersturz vom 25. zum 26. August 1890 in den Ostalpen. Met. Z. IX, S. 161 (1892). — Gewitter am 10. Oktober 1893 in Steiermark. Met. Z. XI, S. 24 (1894). — Die Gewitter und der Wettersturz am 4. September 1892 in den Ostalpen. Met. Z. XI, S. 241 (1894).

[67]) K. Prohaska, Die Gewitter am 21. und 22. August in den Ostalpen. Met. Z. X, S. 29 (1893).

[68]) Man sehe darüber die Gewitterberichte von Prohaska in den Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, besonders in den Jahrgängen 1885—1899.

[69]) J. Hann, Die Entstehung der Gewitter im Zusammenhang mit der Witterung. Jahresbericht der k. k. Oberrealschule am Schottenfelde in Wien für das Studium-Jahr 1864—1865, S. 1 (Wien 1865).

[70]) J. Hann, Ein Beitrag zur Morphologie der Gewitterwolken. Z. f. Met. XV, S. 434 (1880).

[71]) C. I. P. Cave, The strukture of the atmosphere in clear weather (Cambridge 1911).

[72]) C. I. P. Cave, Winter thunderstorms in the British Islands. Quaterly Journal of the Royal Meteorological Society, Vol. 49, S. 43 (1923).

entladen sich vornehmlich im Nordostquadrant einer Depression und sind oft von schweren und langanhaltenden Regenfällen begleitet. Meist herrscht dabei unten (kalter!) Ostwind und in den höheren Regionen warme südliche bis südwestliche Luftströmung."

Auch in Schottland sind nach den Untersuchungen von Douglas [54]) Gewitter nicht unbekannt, „die bei kühlem nordöstlichen Bodenwind mit einer oberen warmen südöstlichen Strömung heraufziehen" (l. c., S. 150). Troeger[73]) bezeichnet die bei stabiler Schichtung und niedriger Temperatur am Boden auftretenden Gewitter als „Sperrschichtgewitter". Das Beispiel Markgrafs (a. a. O.) über Gewitter an einer Aufgleitfront wurde bereits erwähnt, und in seiner letzten Gewittereinteilung spricht Troeger[74]) direkt von „Warmfrontgewittern mit Gewittern über der Warmfront", und sehr anschaulich schildert Geiger[75]) „Gewitter durch Überschiebung der Warmluft" (l. c., S. 66—69).

Alle diese Gewitter treten also über einem relativ kalten Gebiet auf, man kann sie demnach mit gutem Recht als Warmfrontgewitter bezeichnen. Die Ostgewitter gehören sämtlich diesem Typus an, aber auch einige aus Süd bis Südwest heraufziehende Unwetter müssen der gleichen Klasse zugerechnet werden, sofern sie an eine warme Oberströmung gebunden sind.

4. Die Gewitter vom 10. und 11. Mai 1910.

Außerordentlich klar treten die bei Ostgewittern herrschenden Verhältnisse am Abend des 10. Mai und im Laufe des 11. Mai 1910 hervor. Nach dem Wetterbericht der Deutschen Seewarte vom 11. Mai trat z. B. am vorhergehenden Abend in Neufahrwasser ein schweres Gewitter auf, dabei betrug dort die Temperatur um 19 Uhr nur 9° bei NNW 5, zur gleichen Zeit stand das Thermometer in Königsberg auf 18° bei ENE 3. Zwischen beiden Orten befand sich also eine gut ausgeprägte Grenzfläche, in der sich die Gewitter entwickelten und dann mit der in der Höhe allgemein herrschenden Ostströmung westwärts in das kalte Gebiet zogen. Am nächsten Morgen ist die Grenzfläche noch deutlicher zu erkennen, und aus der Temperaturkarte der Seewarte geht klar hervor, daß es gerade dort, wo die Temperatur von Osten nach Westen stark abnimmt, auch nachts und schon am frühen Morgen zu verbreiteten Gewittern kam.

Jene Grenzfläche verlagerte sich im Laufe des Tages rasch nach Westen und verursachte weit verbreitete Gewitter[76]); in Süddeutschland waren sie besonders intensiv, da dort von

Tabelle 14.

Zustand der Atmosphäre über Lindenberg am 11. Mai 1910, 6 Uhr.

a	b	c	d
Höhe	Temperatur (Mittel aus Auf- u. Abstieg)	Rel. Feuchte	Wind
122	8,5	100	NE 6
500	13,6	50	ENE 13
1000	13,1	21	ENE 13
1500	10,3	23	E 14
2000	6,6	39	E 14
2500	3,4	17	EzS 17
3000	—1,6	32	EzS 18
3500	—6,2	41	ESE 21

[73]) H. Troeger, Die Einteilung der Gewitter. Das Wetter XXXVI, S. 92 (1919).

[74]) H. Troeger, Die Gewitterarten vom aerologischen Standpunkt. Met. Z. XLV, S. 485 (1928).

[75]) R. Geiger, Beispiel eines Luftkörperkampfes in seiner Abhängigkeit von der Geländegestaltung. Beitr. z. Phys. d. fr. Atmosph. XVI, S. 57 (1930).

[76]) Th. Arendt, Die Gewitter vom 11. Mai 1910. Ergebn. d. Gew.-Beob. i. J. 1910. Veröff. d. Pr. Met. Inst. Nr. 266, S. XXVI.

Süden nachdrängende Kaltluft zur Ausbildung einer schweren Böe führte, die von Weickmann[77]) eingehend bearbeitet worden ist. Trabert[78]) schildert ebenfalls die merkwürdigen Wetterverhältnisse dieses Tages.

Vielleicht darf an dieser Stelle der Lindenberger Aufstieg vom 11. Mai 1910, 5.27 Uhr wiedergegeben werden, der die ungewöhnliche Temperaturverteilung beleuchtet (S. 39).

Über der verhältnismäßig seichten Bodenschicht strömt die warme Ostluft rasch dahin, wobei der Wind mit der Höhe immer mehr nach rechts dreht. Die Schichtung ist unten recht stabil, mit zunehmender Höhe wird das Temperaturgefälle aber ständig stärker, auch nimmt die Feuchtigkeit in größerer Höhe wieder zu.

5. Über die Ursachen der Entstehung der Ostgewitter.

Wie aus den von anderen Autoren schon angeführten Fällen mit Ostgewittern und aus den in dieser Arbeit behandelten Beispielen hervorgeht, scheinen sie sämtlich an einer Aufgleitfront wärmerer Ostluft über kühlere Luftmassen nördlichen Ursprungs zu entstehen. Dafür spricht besonders die schon mehrfach erwähnte Feststellung Königs (a. a. O.), daß die Temperatur in der Zugrichtung der Gewitter abnimmt, und die Beispiele lassen erkennen, daß die Gewitterherde tatsächlich an Grenzflächen gebunden sind.

Über die Entstehungsursache gilt dasselbe, was auf S. 34 über die zunehmende Labilität aufgleitender Luftmassen gesagt wurde. Schon auf S. 24 wurde an Hand der Figur 17 gezeigt, daß die relative Feuchtigkeit während einer Gewitterperiode in allen Höhen sehr groß war. Weiter unten (a. S. 84ff.) wird die Berechnung der Größe der Feuchtlabilität näher verfolgt, worauf hier verwiesen sei; auch daraus ergibt sich ihr großer Einfluß auf die Gewitterbildung.

Auch bei feuchtlabiler Schichtung muß natürlich stets eine erzwungene Hebung von Luftmassen bewirkt werden, wodurch erst der Umsturzprozeß in Gang kommt. Besonders Exner[21]) hat ja darauf hingewiesen, daß ohne äußeren Anlaß eine intensive Aufwärtsbewegung nicht zustande kommen kann, nicht einmal bei überadiabatischem Gefälle. So spielt nach Ekman[79]) die horizontale Temperaturdifferenz eine bedeutende Rolle, die auch von Ficker[80]) als den primären Anstoß für jeden Umsturz betrachtet.

Es ist klar, daß in geringem Maße auch Gebirge einen Aufstieg der Luftmassen bedingen werden, aber in der Hauptsache werden die einzelnen Berge doch umströmt, während längs einer Front die Warmluft allgemein zur Erhebung gezwungen wird.

Die Temperaturdifferenz der verschiedenen Luftmassen braucht nicht groß zu sein, wie das Beispiel vom 5. Juni 1910 zeigt (s. S. 70ff.). Nach den Isobrontenkarten des Preußischen Meteorologischen Instituts nahmen an jenem Tage zahlreiche Gewitterzüge von einer bestimmten Linie ihren Ausgang, und die nähere Untersuchung ergab, daß dort eine ausgezeichnete Grenzfläche vorhanden war, wenn auch die Temperaturunterschiede keinen erheblichen Betrag erreichten.

Zusammenfassend läßt sich also sagen, daß die Ostgewitter dort entstehen, wo die westwärts strömenden Luftmassen auf einen kühleren Nordostwind treffen und an der Grenzfläche zum Aufstieg veranlaßt werden. Dadurch wird das Gefälle in der ganzen Luftschicht labiler und ein Umsturz begünstigt. (Man vergl. das Beispiel der Gewitterentstehung vom 1. Mai 1913 a. S. 86ff.). Das einmal entstandene Gewitter vermag sich dann natürlich mit Leichtigkeit weiter fortzupflanzen — stets mit der allgemeinen Höhenströmung in das relativ kühlere Gebiet hinein.

[77]) L. Weickmann, Die Gewitter vom 11. Mai 1910. Ein Beitr. z. Studium der Böen. Deutsch. Met. Jahrb. für 1911. Bayern, S. J 1—23.

[78]) W. Trabert, Die Abhängigkeit der Richtung einer Depression von der Temperaturverteilung. Met. Z. XXVII, S. 508 (1910).

[79]) W. Ekman, Über den Begriff der stabilen Schichtung. Met. Z. XXXVII, S. 22 (1920).

[80]) H. v. Ficker, Die Wirkung überadiabatischer Temperaturgradienten. Met. Z. XXXVIII, S. 23 (1921).

E. Die Nordwestgewitter.

1. Die Art ihres Auftretens.

Die Bezeichnung „Nordwestgewitter" soll nicht etwa bedeuten, daß sie aus NW heraufziehen, vielmehr herrscht nur in den unteren Schichten eine nordwestliche Luftströmung vor, und dementsprechend steht hohem Druck über England tiefer über Osteuropa gegenüber bei nordsüdlichem bis nach Südost gerichtetem Isobarenverlauf.

Die in einer bis in große Höhen sich erstreckenden NW-Strömung auftretenden Böen sind im Sommer selten und hauptsächlich auf das Winterhalbjahr beschränkt, deshalb sollen sie hier unberücksichtigt bleiben; bei ihnen sind die elektrischen Entladungen zudem mehr eine Nebenerscheinung. Es werden hier vielmehr unter Nordwestgewittern solche verstanden, die bei nordwestlichem Bodenwind mit einer davon mehr oder weniger abweichenden Höhenströmung aus meist westlichen Richtungen heraufziehen, zuweilen sogar von Süden nach Norden wandern.

2. Ihre Verwandtschaft mit den Ostgewittern.

Deshalb sind sie auch eng verwandt mit den Ostgewittern und jenen „zwischen warmen und kalten Räumen". Es kommt stets nur dann zu ausgedehnten elektrischen Entladungen, wenn der Höhenwind von der unteren Luftbewegung abweicht; meist weht oben eine wärmere südliche bis südwestliche Strömung.

3. Über ihre Ursachen.

Über die Entstehungsursache dieser dritten Klasse von Gewittern ist folgendes zu bemerken: sie entwickeln sich durchweg bei geringem von West nach Ost gerichteten Luftdruckgradienten und dementsprechend schwachen nordwestlichen bis nördlichen Bodenwinden. Heitert sich der Himmel auf, so bewirkt die Sonneneinstrahlung allmählich eine stärkere Erwärmung der langsam über den Kontinent bewegten Luftmasse, während die westeuropäischen Meeresflächen eine wesentliche Temperaturerhöhung verhindern. Auf diese Weise bleibt es in Westeuropa kühl, während es in Mitteleuropa bedeutend wärmer wird. Diese Verhältnisse bewirken schließlich bei dem ohnehin nicht allzugroßen Druckgefälle dessen Umkehr in der Höhe. Dort tritt dann ein wärmerer Süd-Weststrom in Erscheinung; es sind 2 verschiedene Luftströme vertikal übereinandergelagert, ähnlich wie beim zweiten Typus, und deren Grenzfläche ist die Ursache der Gewittererscheinungen. Die gleichen Verhältnisse lassen sich manchmal auch an der Rückseite eines Tiefdruckgebietes beobachten, wenn in den unteren Schichten eine wesentlich kältere Luftmasse vordringt und durch die so bewirkten Druckverhältnisse die vorher herrschende Warmluftströmung in der Höhe noch fortdauert. Es sind dies die Gewitter nach erfolgtem Kälteeinbruch (vergl. S. 38, besonders die Arbeit von Hann[69]).

III. Beispiele.

A. Die Gewitterperiode vom 2.—17. Juni 1910.

Im folgenden ist die längste Potsdamer Gewitterperiode einer etwas eingehenderen Untersuchung unterzogen worden, sowohl in Bezug auf ihren Zusammenhang mit der Großwetterlage als auch daraufhin, welche Temperatur- und Luftdruckverteilung in der engeren Umgebung der Gewitterzone anzutreffen ist. Besonderes Augenmerk wurde auf jene ebenen Geländestreifen geworfen, wo unverkennbar mehrere Gewitter nacheinander entstanden. Es wird gezeigt, daß dann ihre Entstehung an eine Grenzfläche gebunden war. Außerdem durchziehen ganz Deutschland aber auch noch zahlreiche lokale Gewitter, die dadurch zu erkennen sind, daß sie in den Gebirgen entstanden; ein besonderes Gewitterzentrum war Oberschlesien.

1. Allgemeine Begrenzung der Gewitterzone.

Besonders wurden die Gewitter vom 2.—15. Juni untersucht. In jenen Tagen erreichte die Gewittertätigkeit des Jahres 1910 ihr Maximum. In West- und Mitteldeutschland fanden vom 2.—14. Juni an jedem Tage verbreitete Unwetter statt[81]), in der östlichen Hälfte des Reiches dehnte sich der Gewitterprozeß sogar bis zum Ende der zweiten Junidekade aus. In Süddeutschland[82]) ließen die elektrischen Entladungen bereits am 12. nach, in den norddeutschen Küstengebieten trat vom 7.—10. Juni eine Unterbrechung ein. Die Grenzen des Deutschen Reiches fallen in der Hauptsache mit der Begrenzung der Zone vornehmlicher Gewittertätigkeit zusammen, lediglich an wenigen Tagen reicht das Gewittergebiet auf Teile Österreichs[83]) über, ebenso ist Holland[84]) an mehreren Tagen Schauplatz heftiger Entladungen; von Frankreich[85]) werden aber nur die äußersten nordöstlichen und östlichen Landstriche in Mitleidenschaft gezogen. Die nördliche Grenze der Gewitter bilden die Küstenländer der Nord- und Ostsee[86]), am weitesten reicht sie nach Norden zurück in Ostpreußen, wo Gewitterzüge sich zeitweise bis nördlich von Riga ausdehnen[87]). Das heutige Polen blieb von Unwettern verschont und hatte während der ganzen Zeit warmes und heiteres Wetter[87]). Die meisten Gewitter hatte Oberschlesien[88]) aufzuweisen, wo viele Stationen vom 2.—17. täglich eins oder mehrere Gewitter hatten, auf der Schneekoppe wurden im gleichen Zeitraum 31 Gewitter beobachtet! Von Oberschlesien reicht die Zone maximaler Gewittertätigkeit in einem Streifen westwärts, dessen südliche Begrenzung das Iser-, Lausitzer

[81]) Th. Arendt, Ergebnisse der Gewitterbeobachtungen im Jahre 1910, Veröff. d. Pr. Met. Inst. Nr. 266, S. XV—XVI (1913).

[82]) Deutsches Meteorologisches Jahrbuch für 1910, Bayern. — Deutsches Meteorologisches Jahrbuch für 1910, Württemberg, herausgeg. v. d. Kgl. Württ. Met. Zentralstation. — Jahresbericht des Zentralbüros für Meteorologie und Hydrographie im Großherzogtum Baden für das Jahr 1910. — Deutsches Meteorologisches Jahrbuch für 1910, Hessen, 10. Jahrg., herausgeg. v. Großherzogl. Hydrogr. Büro.

[83]) Jahrbücher der K. K. Zentralanstalt für Meteorologie u. Geodynamik. Jahrg. 1910, Neue Folge, Bd. XLVII.

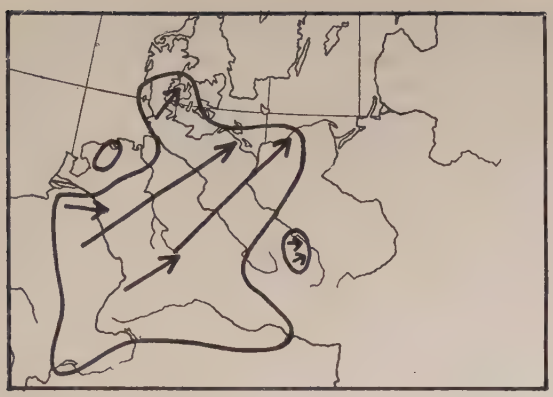
[84]) Jaarboek 1910, Koninklijk Nederlandsch Met. Instituut Nr. 97.

[85]) Annales du Bureau Central Météorologique de France, Anné 1910, II.

[86]) Meteorologisk Aarbog for 1910. Forste Del, Kongeriget; herausgeg. v. Dänischen Meteorol. Inst.

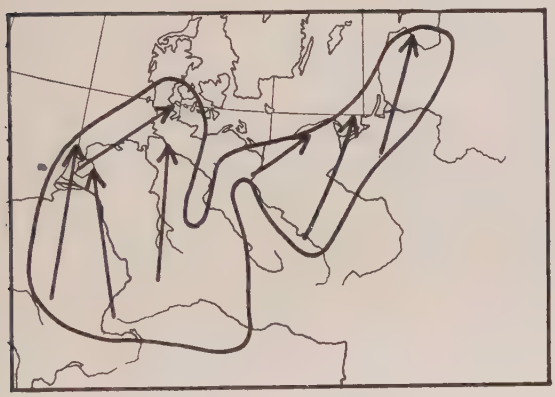
[87]) Nach den Wetterberichten der Deutschen Seewarte.

[88]) Deutsches Met. Jahrb. für 1910. Preußen und übrige norddeutsche Staaten, Erg. der Beob. a. d. Stationen II. u. III. Ordnung.

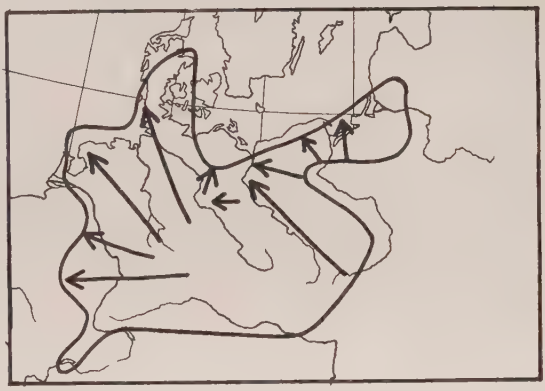


Figur 20. Gewitterzone und Zugrichtung am 2. 6. 10.

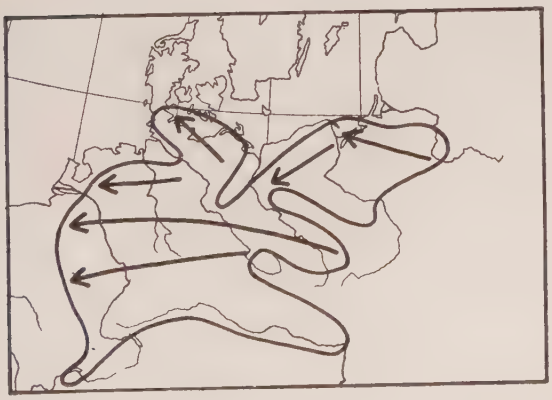
Figur 21. Gewitterzone und Zugrichtung am 3. 6. 10.



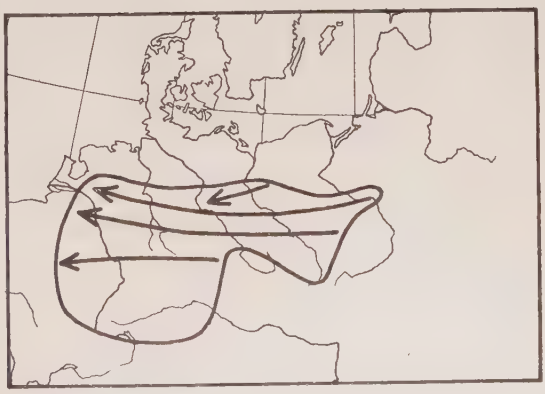
Figur 22. Gewitterzone und Zugrichtung am 4. 6. 10.



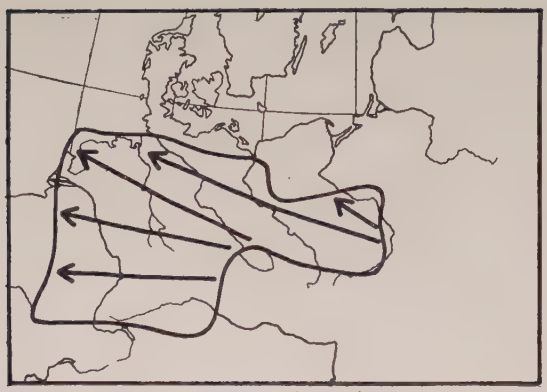
Figur 23. Gewitterzone und Zugrichtung am 5. 6. 10.



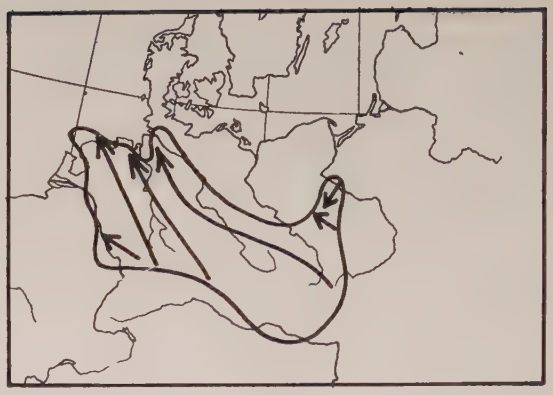
Figur 24. Gewitterzone und Zugrichtung am 6. 6. 10.



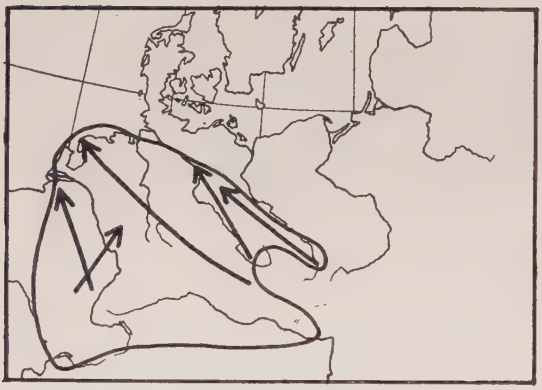
Figur 25. Gewitterzone und Zugrichtung am 7. 6. 10.



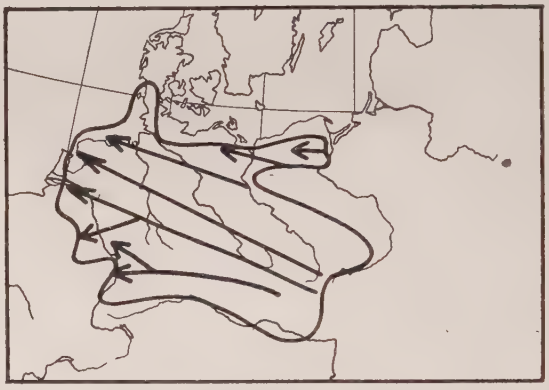
Figur 26. Gewitterzone und Zugrichtung am 8. 6. 10.



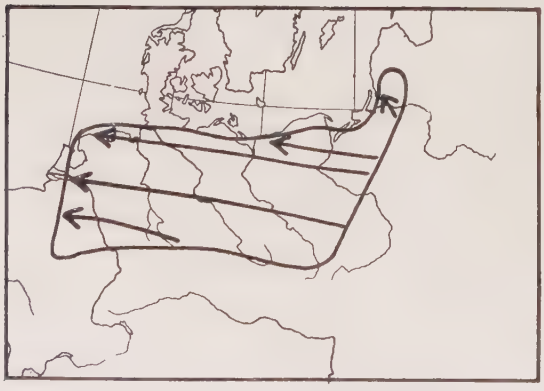
Figur 27. Gewitterzone und Zugrichtung am 9. 6. 10.



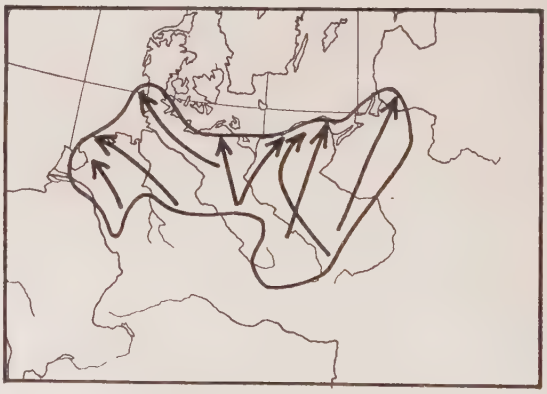
Figur 28. Gewitterzone und Zugrichtung am 10. 6. 10.



Figur 29. Gewitterzone und Zugrichtung am 11. 6. 10.



Figur 30. Gewitterzone und Zugrichtung am 12. 6. 10.



Figur 31. Gewitterzone und Zugrichtung am 13. 6. 10.

Figur 32. Gewitterzone und Zugrichtung am 14. 6. 10.

Figur 33. Gewitterzone und Zugrichtung am 15. 6. 10.

Figur 34. Gewitterzone und Zugrichtung am 16. 6. 10.

und Erzgebirge bilden[89]) und die weiter durch den Franken- und Thüringer Wald zum Taunus verläuft. Im Norden bildet etwa der 53. Breitengrad bis zur Oder die Grenzlinie dieses Bereichs, Pommern und Ostpreußen sind wesentlich ärmer an Gewittern. Potsdam liegt innerhalb der Zone stärkster Gewitterbildung, und es gelangen dort auch täglich Gewitter zur Beobachtung. Man vergleiche hierzu die Figuren 20—34, in denen die Begrenzung der Gewitterzone und die Zugrichtung der Gewitter für jeden Tag dargestellt sind.

2. Vorhergehende Wetterlage.

Ende Mai lagert sehr tiefer Luftdruck vom Nordatlantischen Ozean bis zur nördlichen Nordsee, das Zentrum befindet sich zwischen den Shetland- und Orkney-Inseln, wo das Barometer teilweise unter 735 mm sinkt. Hoher Druck erstreckt sich vom Azorenhoch aus nach Spanien und Südwest-Frankreich, einen Keil bis zu den Alpen vorschiebend. Es ist also eine typische „Westwindwetterlage". Dementsprechend ist die Witterung in Deutschland veränderlich, windig und kühl. Über Italien ist der Luftdruck wieder niedriger, und dort ist es bei schwachen östlichen Winden recht warm.

[89]) Deutsches Met. Jahrbuch für 1910. Königreich Sachsen.

Bereits am 31. Mai zeigt der Luftdruck im Bereich des Hochdruckkeils und weiter nordostwärts bis zum europäischen Rußland steigende Tendenz. Dementsprechend bildet sich bis zum 1. Juni über den Alpen ein Teilhoch aus, ein weiterer Hochdruckkern tritt über Rußland in Erscheinung. Beide sind durch eine Brücke hohen Druckes verbunden. Das Steigen des Luftdrucks hat mittlerweile auf ganz Europa zwischen dem 45. und 65. Breitengrad übergegriffen, wodurch sich die nordatlantische Depression verflacht und sich gleichzeitig ihr Kern bis zur mittelnorwegischen Küste verlagert. Ein Ausläufer dieses Tiefs entwickelt sich an der Westküste Europas zwischen Irischer See und Biscaya. In Deutschland wehen feuchte südwestliche Winde. Die Sonneneinstrahlung führt tagsüber zu merklicher Erwärmung. Da die Luftströmung südwestlichen Ursprungs ist, zeichnet sie sich durch hohen Wasserdampfgehalt aus, eine Tatsache, die recht beachtenswert erscheint. Denn meistens geht der Ausbildung eines Hochdruckgebiets über Mitteleuropa ein intensiver Kaltlufteinbruch voraus; im Sommer werden dabei kühle, wasserdampfarme Luftmassen polarer Breiten nach unserer Gegend transportiert, und der dadurch bewirkte sekundäre Luftdruckanstieg begünstigt die Ablösung eines Teilhochs vom Azorenmaximum und dessen Verlagerung nach Mitteleuropa. In unserem Falle ist von einem Kaltlufteinbruch nichts zu spüren, der Luftdruck steigt über ganz Mitteleuropa bei gleichzeitigem Temperaturanstieg, es handelt sich also um eine kräftige primäre Druckwelle im Sinne v. Fickers[90]) (vgl. die Bearbeitung der Druckwellen auf S. 49 ff.). Gerade diese primären Wellen erweisen sich für die Wettergestaltung von ausschlaggebender Bedeutung, allerdings, wie auch in diesem Falle, nur indirekt.

Am 2. Juni liegt der höchste Druck über Ostpreußen. Das Barometer ist in ganz Europa gleichzeitig mit der Temperatur weiter gestiegen, am stärksten über Osteuropa. Da gleichzeitig der Luftdruck über England nicht in gleichem Maße zugenommen hat, hat sich das am Vortage bereits erkennbare Teiltief westlich der europäischen Küste relativ verstärkt. Eine stark ausgeprägte Tiefdruckfurche reicht von der nördlichen Nordsee zur Irischen See, an deren Vorderseite die Winde über Deutschland eine südliche bis südöstliche Richtung angenommen haben, was im Zusammenhang mit heiterem Himmel zu starker Erwärmung führt. Damit beginnt die Gewittertätigkeit zunächst in Westdeutschland. Der Kern des nordischen Depressionssystems hat sich unter weiterer Auffüllung nach Lappland verlagert, während ein neues Tief bei Island erschienen ist.

3. Die Entwicklung der Wetterlage während der Gewitterperiode.

Bereits am Morgen des 2. Juni reicht von dem englischen Tiefdruckgebiet ein Ausläufer mit einer Konvergenzzone zwischen SE- und SW-Wind nach Mittel- und Süddeutschland. Die starke Erwärmung führt im Laufe des Tages über Deutschland zu Druckfall, es bildet sich eine umfangreiche Zone niedrigen Drucks aus, in deren Bereich es bei schwacher zyklonaler Luftbewegung zu verbreiteten Gewittern kommt. Allerdings zeigt die Tiefdruckfurche Degenerationserscheinungen, sie entwickelt daher auch nicht eine eigentliche Böenfront.

[90]) H. v. Ficker, Die Änderung der Größe der Luftdruckschwankungen in den untersten Schichten der Atmosphäre. Met. Z. XXXVII, S. 145 (1920). — Die Abnahme der Veränderlichkeit des Luftdruckes mit der Höhe. Met. Z. XXXVII, S. 184 (1920). — Der Einfluß der Alpen auf die Fallgebiete des Luftdruckes und die Entstehung von Depressionen über dem Mittelmeer. Met. Z. XXXVII, S. 350 (1920). — Beziehungen zwischen Druck- und Temperaturänderungen in den unteren Schichten der Troposphäre. Sitzber. d. Akad. d. Wiss. Wien, B. 129, S. 763 (1920). — Bemerkungen über die Konstitution zusammengesetzter Depressionen. Met. Z. XXXVIII, S. 65 (1921). — Die Beziehungen zwischen Druck und Temperatur in der freien Atmosphäre. Beitr. z. Phys. d. fr. Atmosph. X, S. 51 (1922). — Über den Druckeffekt stratosphärischer Kälteeinbrüche. Met. Z. XXXVIII, S. 369 (1921). — Die Änderung des Wetters in den verschiedenen Entwicklungsstadien einer Depression. Wiener Sitz.-Ber. IIa, 131, S. 383 (1922). — Der Sturm in Norddeutschland am 4. Juli 1928. Sitz.-Ber. d. Pr. Akad. d. Wiss., phys.-math. Kl. S. 290 (1929). — H. Ertel, Zur Dynamik der atmosphärischen Druckschwankungen. Gerlands Beitr. z. Geophys. XXV, S. 59 (1930).

Am 3. Juni bedeckt ein umfangreiches Hochdruckgebiet das ganze europäische Rußland, während das südwestlich von Island erschienene Tief rasch bis zu den Fär-Öern gezogen ist, nördlich des 55. Breitengrades Druckfall verursachend. Weiter südlich ist das Barometer noch gestiegen. Die Tiefdruckfurche reicht quer durch Deutschland; in ihrem Bereich ist bei schwachen, aber stark konvergierenden Luftströmungen und großer Wärme Gewitterbildung sehr begünstigt.

Im Laufe dieses Tages tritt eine merkliche Wendung in der Entwicklung der Wettergestaltung ein. Das nach den Shetlandinseln gezogene Tief zeigte schon am 3. Juni Merkmale des Verfalls. Zugleich bewirkt die Erwärmung Mitteleuropas stärkeren Druckfall, und an der Grenzfläche der warmen Kontinentalluft gegen die kühlere atlantische Luft entsteht über Südfrankreich ein kräftiges Teiltief. Es verflacht sich zwar während der folgenden Nacht wieder, aber gleichzeitig tritt starker Druckfall über Irland ein, wogegen das Barometer über dem Nordmeer steigt, und das dortige Tief unter rascher Auffüllung nordostwärts abgedrängt wird.

Es unterliegt wohl keinem Zweifel, daß dieser Druckfall mit dem weiter nördlich erfolgenden Ansteigen des Barometers in ursächlichem Zusammenhang steht. Es läßt sich aus den Wetterkarten erkennen, daß ein südwestlicher Ausläufer des bei Island erschienenen Tiefs unter dem Einfluß des von Grönland vordringenden Drucksteiggebietes südwärts in Bewegung gesetzt wird, und so erscheint am 4. ein relativ kräftiger Tiefdruckkern über Irland. Von diesem erstrecken sich starke Druckunregelmäßigkeiten nach Mitteleuropa, die noch durch das bis Süddeutschland vorgedrungene französische Teiltief verstärkt werden. Der hohe Druck über Rußland weicht nach Osten zurück, da der Luftdruck über Mitteleuropa allenthalben gesunken ist.

Noch im Laufe des 4. Juni gestaltet sich die Luftdruckverteilung vollständig um. Der Luftdruck steigt zwischen Schottland und Island außerordentlich stark an, und es bildet sich an Ort und Stelle ein umfangreiches Hochdruckgebiet aus, ohne daß man recht sagen könnte, wo es hergekommen wäre. Das Steiggebiet trat zuerst bei Island in Verbindung mit einem Polarluftausbruch an der Nordseite des am 3. Juni südlich von Island vorüberziehenden Tiefdruckgebiets auf. Ein primärer Druckanstieg traf scheinbar nördlich Schottland mit dieser sekundären Hochdruckwelle zusammen und führte so zur plötzlichen Bildung eines Hochs.

Das nach Irland verdrängte Fallgebiet zieht ostwärts weiter und verstärkt sich beträchtlich bei Annäherung an den stark überhitzten französischen Kontinent. Auch hier können wir ein Zusammentreffen von 2 Druckfallgebieten beobachten: schon durch die Erwärmung allein mußte der Luftdruck über Mitteleuropa sekundär fallen, dem überlagert sich noch die von Irland zum Mittelmeer ziehende primäre Tiefdruckwelle, und das Zusammenwirken beider führt zu einem starken Rückgang des Barometers besonders über Südwest- und Südeuropa. Am 5. Juni ist der Luftdruck im Mittelmeergebiet fast bis auf 745 mm gesunken, über dem Golf von Biscaya ist noch ein Teiltief unter 750 mm anzunehmen, und eine weitere Teildepression ist über Süddeutschland angedeutet. Hoher Druck über 765 mm bedeckt das ganze Nordmeer zwischen Norwegen, Island und Schottland; auch über Rußland zeigt das Barometer steigende Tendenz.

Die Luftmassen, die Ende Mai nach Mitteleuropa geströmt waren, hatten zwar eine relativ niedrige Temperatur; da sie aber von verhältnismäßig niedrigen Breiten des Atlantischen Ozeans stammten, war ihr Wasserdampfgehalt recht groß. Diesem Luftkörper hoher äquivalenter Temperatur wurde über Mitteleuropa bei sehr unregelmäßiger Luftdruckverteilung und schwacher Luftbewegung viel Sonnenenergie zugeführt, die den Wärmegehalt noch erhöhte. Dadurch mußten natürlich große Luftquanten in der Höhe abströmen, und die über den nordwesteuropäischen Meeren lagernden kühlen Luftmassen eine steigende Befähigung erlangen, einen Vorstoß nach Mitteleuropa zu unternehmen, wie wir dies ja bei den Frühjahrskälterückfällen häufig genug beobachten können. Schon sieht es am 4. Juni so aus, als ob an der Rückseite des Tiefdruckausläufers die kalte Meeresluft die erwärmten

und aufgelockerten des Festlandes verdrängen würde, und zahlreiche Gewitter leiteten diesen Prozeß bereits ein — da steigt plötzlich der Luftdruck über dem Nordmeer so stark an und fällt gleichzeitig über Südwesteuropa derart, daß die vorher bestehende westliche Luftströmung in eine östliche verwandelt wird und die bereits vorstoßenden kalten Luftmassen wieder zum Atlantik zurücktransportiert werden. An der Vorderseite des nun über Süd- und Südwesteuropa liegenden Tiefdrucksystems wird jetzt sehr warme Luft von Südosten her nach Deutschland geschafft und damit schon der Fortbestand der Gewitterneigung gewährleistet. Mit dem Anstieg des Luftdrucks über Skandinavien gelangen indes etwas kühlere Luftmassen der Ostsee nach Nord- und Nordwestdeutschland, und im Grenzgebiet der kalten Meeres- und heißen Kontinentalluft bildet sich eine Konvergenzlinie aus, die zahlreiche Gewitter zur Auslösung brachte.

Am 6. und 7. Juni konzentriert sich das Depressionssystem über das Mittelmeer hinweg nach Südosteuropa, während das nördliche Hoch bei noch weiterer Verstärkung langsam ostwärts nach Skandinavien wandert. Deutschland bleibt im Grenzgebiet kühlerer nordöstlicher Luftmassen und einer warmen südöstlichen Luftströmung. Am 7. besteht eine Tiefdruckzone von der Biscaya über Süddeutschland zum Schwarzen Meer. Dadurch und infolge gleichzeitiger Annäherung des nördlichen Hochs nimmt der Nordostwind von größeren Teilen Deutschlands Besitz, womit auch ein leichter Temperaturrückgang verbunden ist. Auffälligerweise aber hält die Gewittertätigkeit — von den Küstengebieten abgesehen — trotz des auf Deutschland übergreifenden Druckanstiegs unverändert an; vorübergehend tritt sogar noch eine wesentliche Verstärkung ein.

Am 8. Juni erreicht das Maximum seine südlichste Lage, die Wetterlage hat sich sonst wenig geändert.

Nun beginnt sich das Hoch allmählich nach Nordosteuropa zurückzuziehen. Gleichzeitig entsteht über Frankreich im Grenzgebiet kalter und warmer Luft eine stärkere Zyklone, auf deren Rückseite ein Einbruch kühler atlantischer Luftmassen erfolgt. Außerdem erscheint westlich der Britischen Inseln und der Biscaya ein neues Luftdruckmaximum an Stelle des bis dahin noch verbliebenen Restes des Anfang Juni nach dem Mittelmeer gezogenen Zyklonensystems.

Das Tiefdruckgebiet über Südwesteuropa rückt langsam nach Nordosten vor. Die kalten Luftmassen seiner Rückseite erreichen am 10. und 11. Juni die Schweiz und Süddeutschland, wo sie die Gewittertätigkeit mit schweren Böengewittern beenden. Vom 9. bis 12. Juni nimmt die Luftströmung über Norddeutschland wieder eine mehr südöstliche Richtung an, womit neue Erwärmung verbunden ist.

Am 12. hat sich das Minimum bis Nordwest- und Mitteldeutschland vorgearbeitet. Es sind mehrere getrennte Kerne zu erkennen, eine ideale Vorbedingung für die Entstehung von verbreiteten Gewittern. Der Luftdruck ist 2—3 mm unter das Mittel gesunken, und das Hoch hat sich ganz zum nordwestlichen Rußland zurückgezogen.

Unter diesen Umständen wird der 12. Juni auch der gewitterreichste Tag[81]). Im Preußischen Meteorologischen Institut liefen nicht weniger als 1723 Gewittermeldungen ein. Die von der Gewitterabteilung durchgeführte Bearbeitung ergab die ungeheure Anzahl von 32 verschiedenen Gewitterzügen. Es war jener verhängnisvolle Sonntag, an dem der Blitz nördlich von Berlin in den Stacheldraht eines einen Kirchhof umgebenden Zaunes schlug und von tausend Ausflüglern 6 tötete, 13 schwer verletzte und 100 betäubte (l. c., S. XVI).

Am folgenden Tag hat sich das norddeutsche Depressionsgebiet noch etwas verstärkt, aber die kühlen Luftmassen sind bereits bis Mitteldeutschland vorgestoßen. In deren Grenzgebiet gegen das erhitzte Norddeutschland treten natürlich wieder zahlreiche Unwetter auf.

Mittlerweile hat das bereits am 10. Juni westlich der Britischen Inseln erschienene Hochdruckgebiet seinen Einfluß bis Westdeutschland ausgedehnt. Es ist begleitet von einem intensiven Einbruch von Luftmassen aus hohen polaren Breiten des Nordatlantischen Ozeans. Aber noch einmal tritt eine auffällige Verzögerung in dem Abschluß der Gewitterperiode ein, indem von Afrika aus nach Italien und weiter nordwärts ein starkes Luftdruck-

fallgebiet vordringt, das erneut zur Konzentration des tiefsten Druckes über dem Mittelmeer Veranlassung gibt. Gleichzeitig gliedert sich das deutsche Minimum diesem als Ausläufer an. Somit dreht der Wind östlich des 12. Längengrades erneut nach Osten, und das westliche Hoch vermag trotz anhaltender Verstärkung kaum ostwärts vorzudringen. Von Südosten dringen warm-feuchte Luftmassen immer wieder mit neuer Energie bis weit nach Norddeutschland hinein vor, wo die kalten Luftschichten bereits in Bodennähe die Herrschaft übernommen hatten. Die Gewittertätigkeit wird verlängert; die im Süden entstandenen Unwetter pflanzen sich mit der Höhenströmung weit nordwärts fort, und erst am 18. gelingt es dem Polarstrom, sich endgültig durchzusetzen. Damit ist die außerordentlich lang anhaltende Gewitterperiode beendet.

4. Die Druckwellen.

Um die Fall- und Steiggebiete des Luftdrucks und deren eventuellen Einfluß auf die Gewitterentstehung zu verfolgen, wurden für die ganze Epoche die 12-stündigen Isallobarenkarten auf Grund der Morgen- und Abendmeldungen der Wetterberichte der Deutschen Seewarte gezeichnet. Im folgenden sei es gestattet, wenigstens kurz auf die charakteristischsten Druckänderungen einzugehen. Die Figuren 35–62 mögen der besseren Anschauung dienen.

Vorweg sei bemerkt, daß während eines großen Teiles dieser ganzen Zeit im hohen Norden gut ausgeprägte Fall- und Steiggebiete in rascher Folge von Westen nach Osten ziehen. Sie stehen im Zusammenhang mit dort vorübergehenden Tiefdruckgebieten und sollen hier unberücksichtigt bleiben, da sie keinerlei Einwirkung auf die Wettergestaltung Mitteleuropas ausüben konnten.

Zur Erhärtung der Tatsache, daß die weiter oben schon erwähnte Druckwelle, die an der Wende des Maimonats zur Abschnürung eines Teilhochs vom Azorenmaximum führte, ihren Sitz in den oberen Luftschichten hatte, diene die folgende Tabelle 15, die die gleichzeitigen Druck- und Temperaturänderungen einiger europäischer Stationen mitteilt.

Tabelle 15.

Luftdruck- und Temperaturänderungen einiger europäischer Stationen vom 30. Mai bis 2. Juni 1910, 8 Uhr.

a	b		c		d		e		f	
Station	Berlin		München		Paris		Warschau		Wien	
	db	dt	db	dt	db	dt	db	dt	db	dt
30.—31. V., 8 h	+1,6	+0,7	+0,2	+2,1	+0,5	−0,2	−0,9	+3,6	+0,9	+1,2
31. V.—1. VI., 8 h	+1,2	+2,9	+2,0	+0,6	+0,3	+4,0	+2,6	+1,5	+0,9	+1,9
1.—2. VI., 8 h	+3,3	+1,9	−0,5	+2,1	+0,4	−0,7	+4,5	+1,2	+1,3	−0,3
30. V.—2. VI., 8 h	+6,1	+5,5	+1,7	+4,8	+1,2	+3,1	+6,2	+6,3	+3,1	+2,8

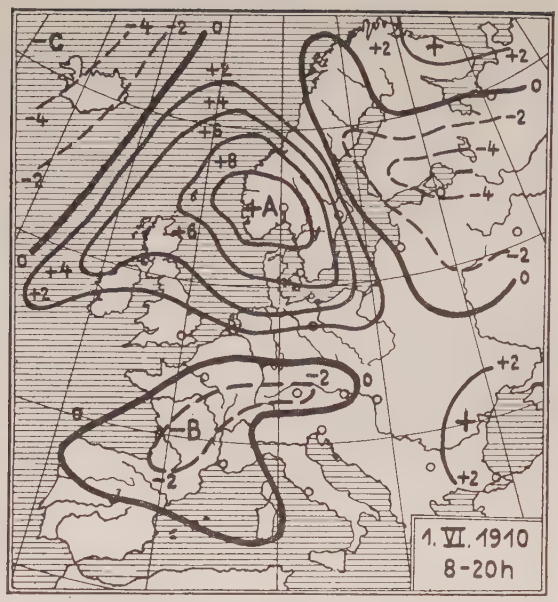
Vom 30. Mai bis 2. Juni zeigen also sämtliche Stationen Druck- und Temperaturanstieg, womit wohl der Beweis für die Behauptung erbracht ist, daß die Ablösung des Teilhochs und damit der Beginn der Wärmeperiode auf Vorgänge in den oberen Luftschichten zurückgeführt werden müssen. Daß sich die Erwärmung nicht auf die untersten Luftschichten beschränkt, bestätigen die Temperaturmessungen der Zugspitze:

Tabelle 16.

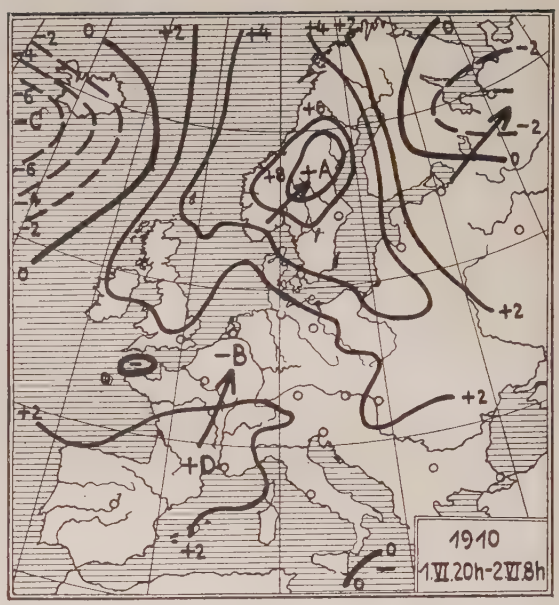
Temperatur- und Luftdruckänderungen auf der Zugspitze vom 30. V.—2. VI., 1910 (8 Uhr)

a	b	c	d	e
Zeit	30.—31. V.	31. V.—1. VI.	1.—2. VI.	30. V.—2. VI.
dt	−0,3	+2,0	+2,4	+4,3
db	+0,5	+2,1	+2,0	+4,6

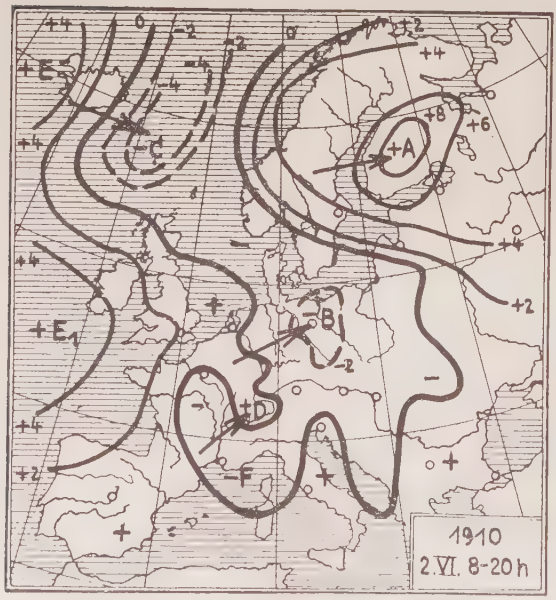
Man sieht also, daß auch auf der Zugspitze die Temperatur um 4,3° ansteigt. Damit ist bewiesen, daß der Sitz der Luftdruckänderung bestimmt oberhalb 3 km Höhe lag.



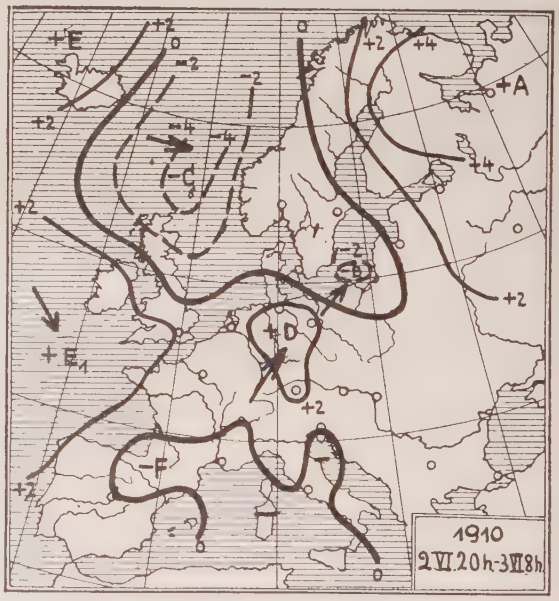
Figur 35. Isallobaren.



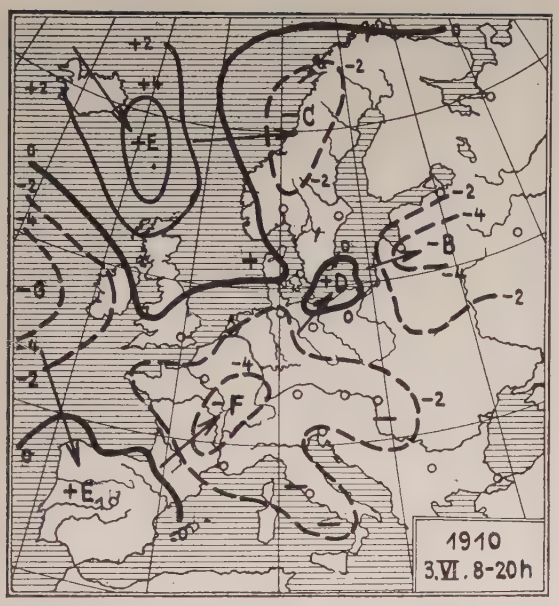
Figur 36. Isallobaren.



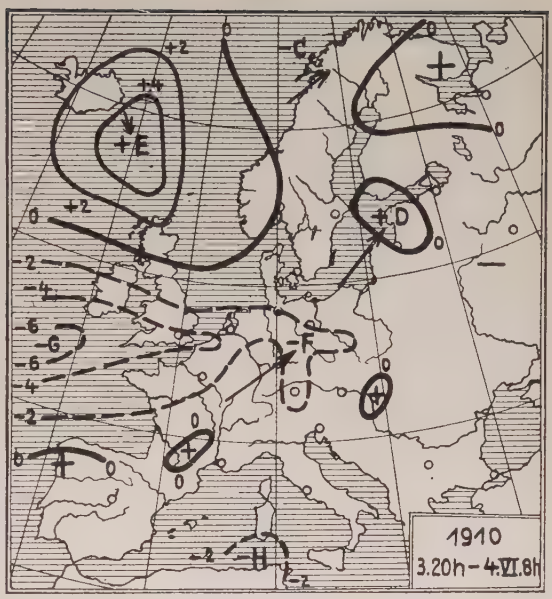
Figur 37. Isallobaren.



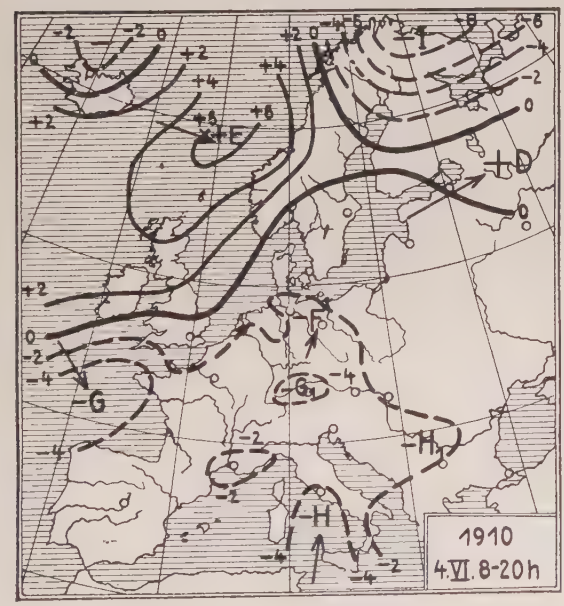
Figur 38. Isallobaren.



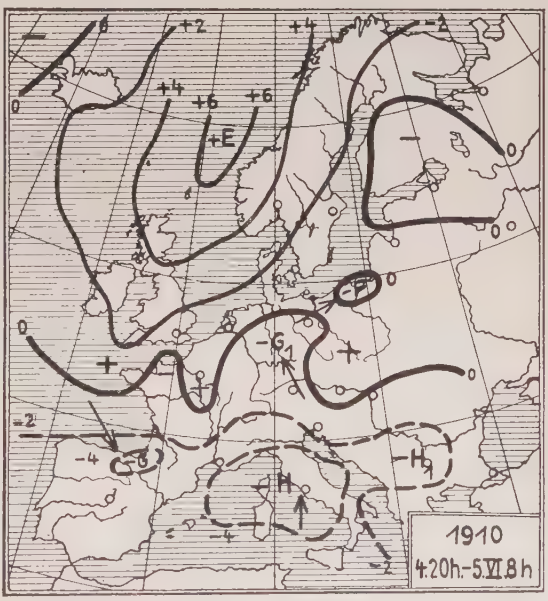
Figur 39. Isallobaren.



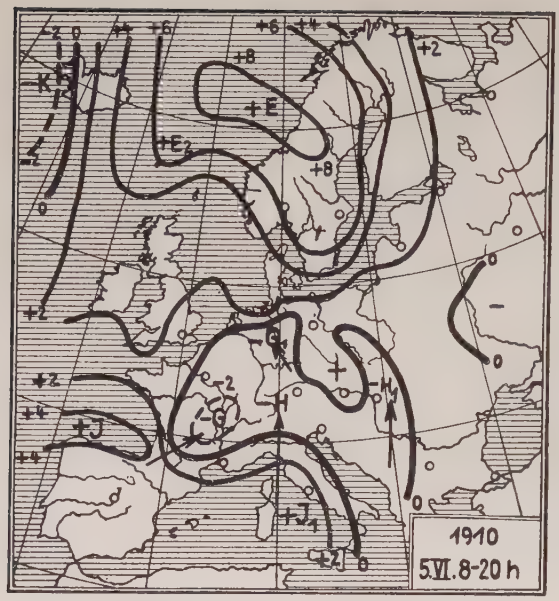
Figur 40. Isallobaren.



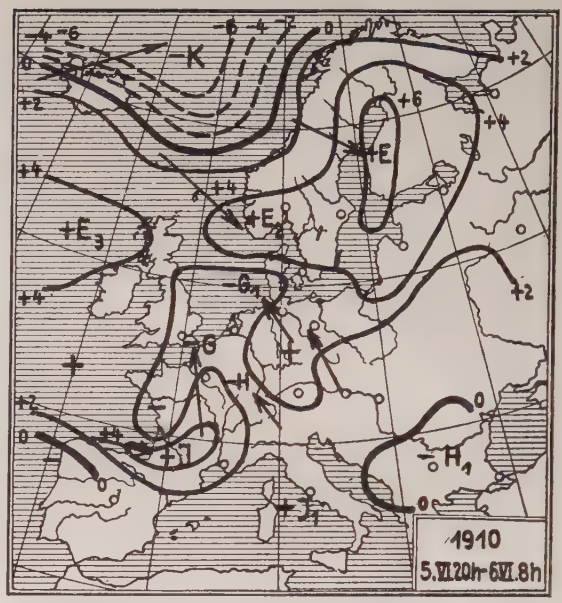
Figur 41. Isallobaren.



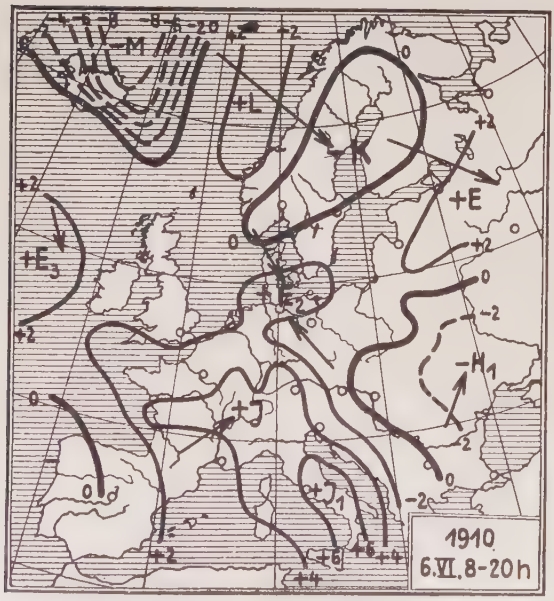
Figur 42. Isallobaren.



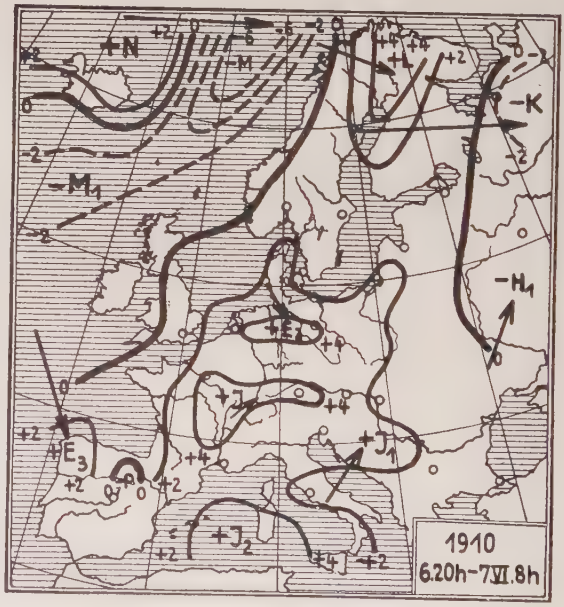
Figur 43. Isallobaren.



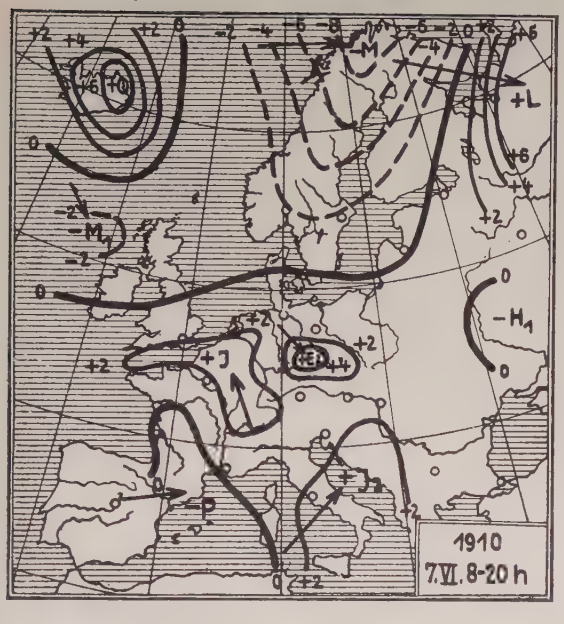
Figur 44. Isallobaren.



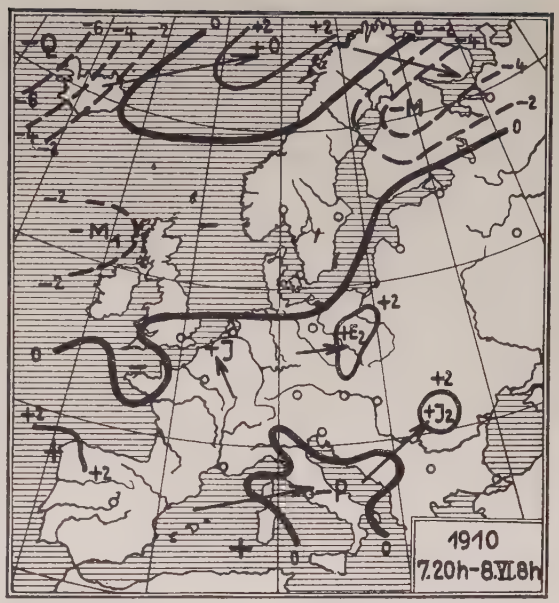
Figur 45. Isallobaren.



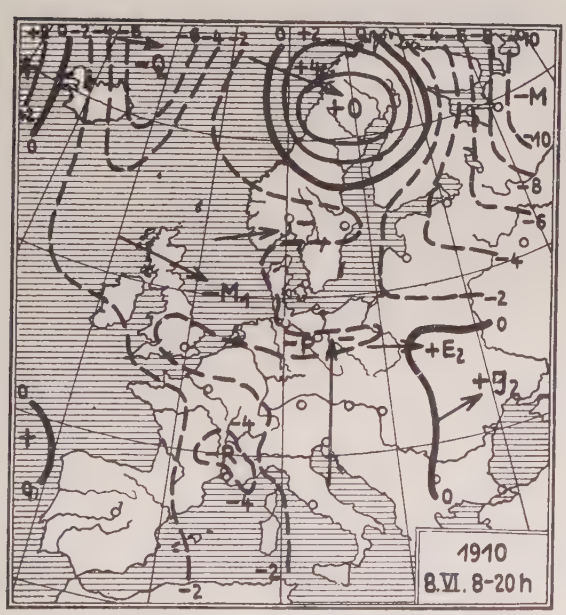
Figur 46. Isallobaren.



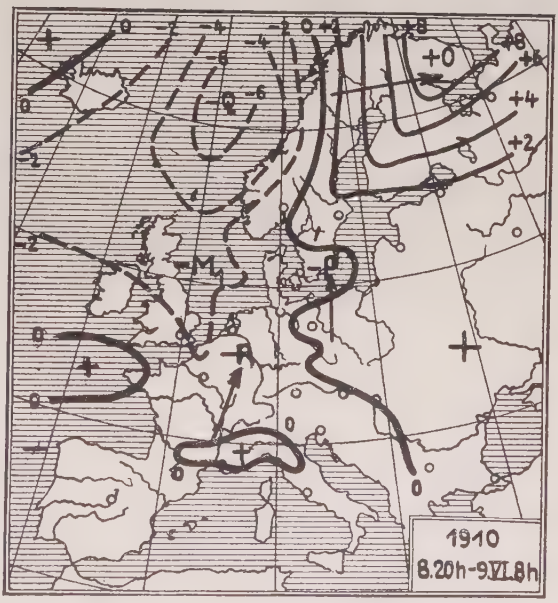
Figur 47. Isallobaren.



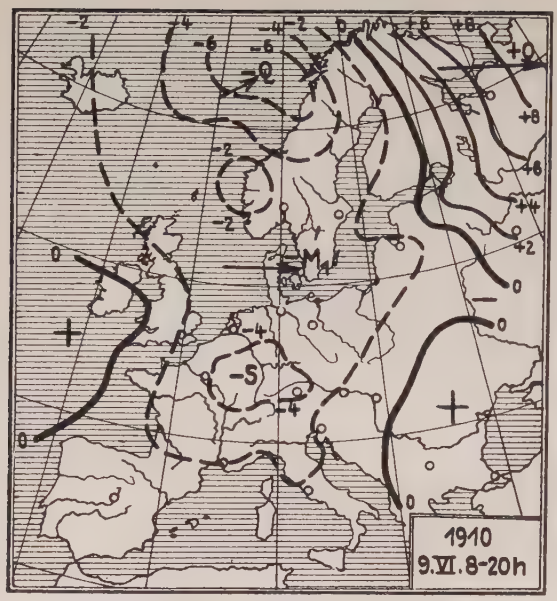
Figur 48. Isallobaren.



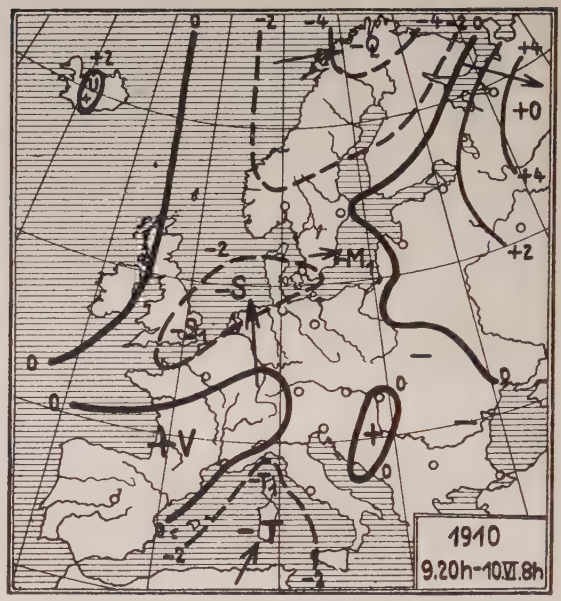
Figur 49. Isallobaren.



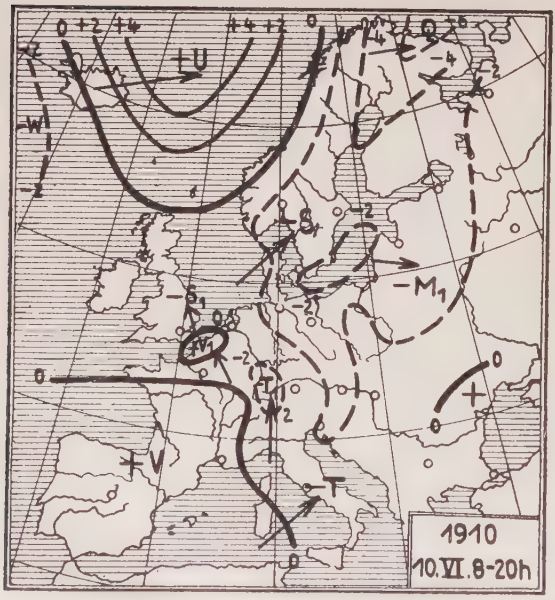
Figur 50. Isallobaren.



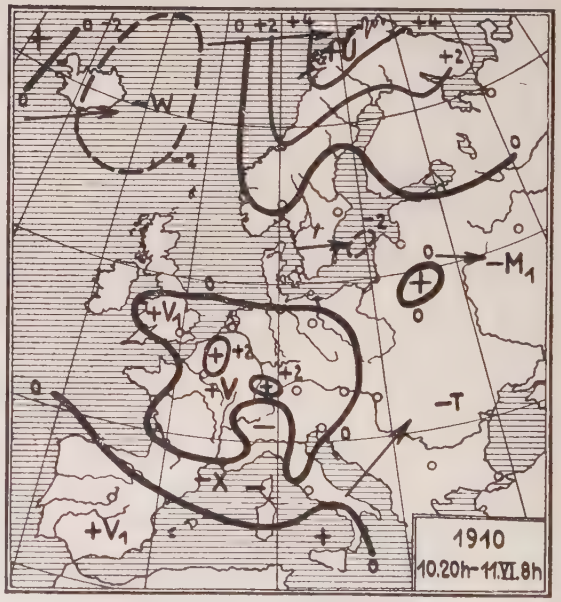
Figur 51. Isallobaren.



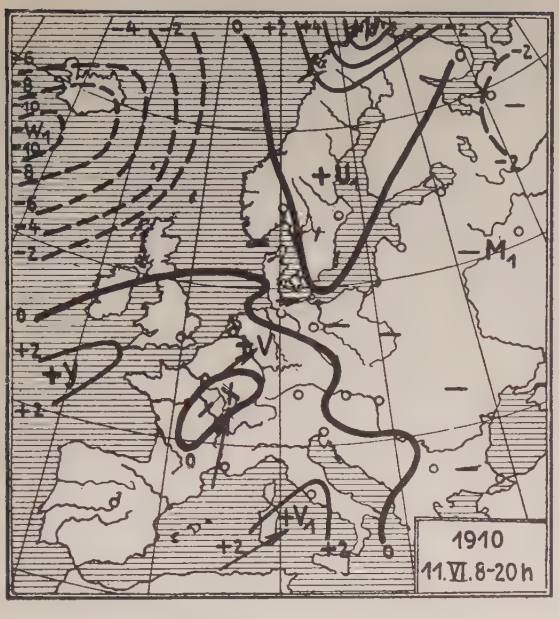
Figur 52. Isallobaren.



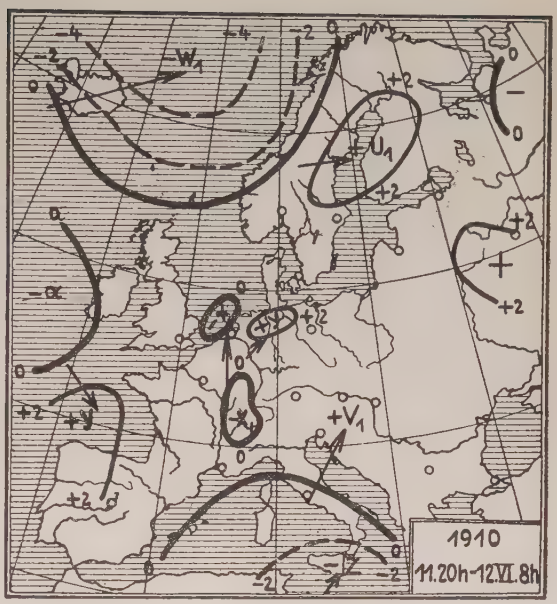
Figur 53. Isallobaren.



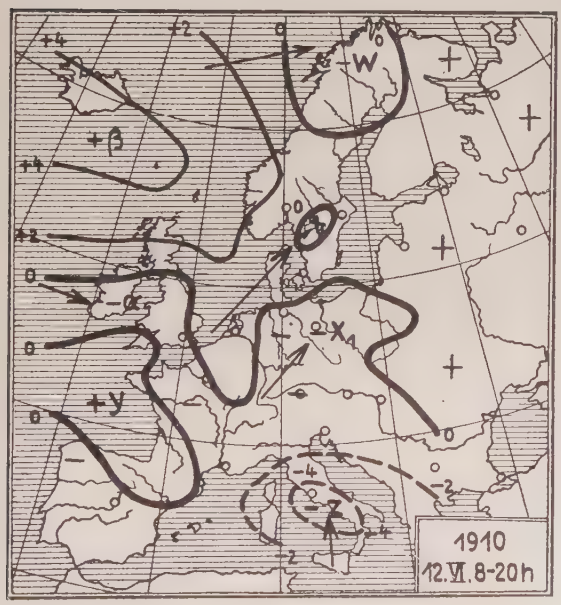
Figur 54. Isallobaren.



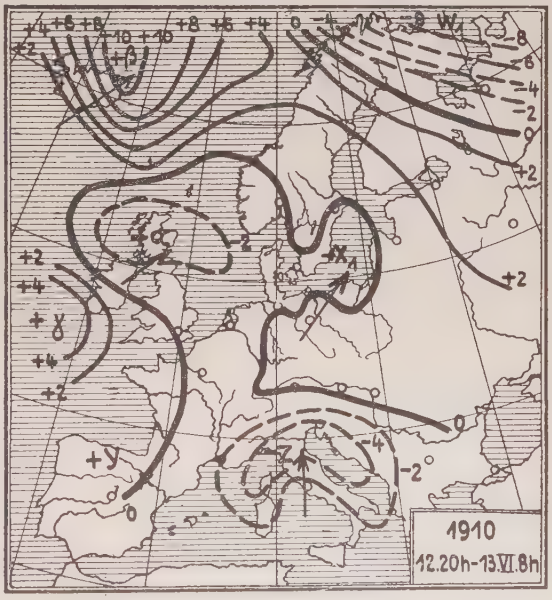
Figur 55. Isallobaren.



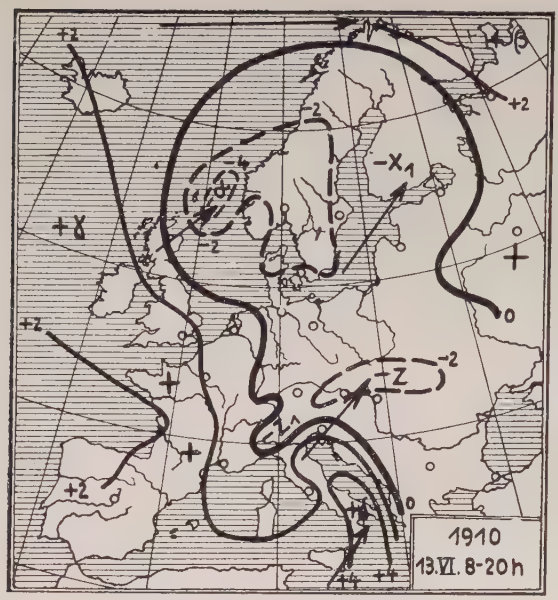
Figur 56. Isallobaren.



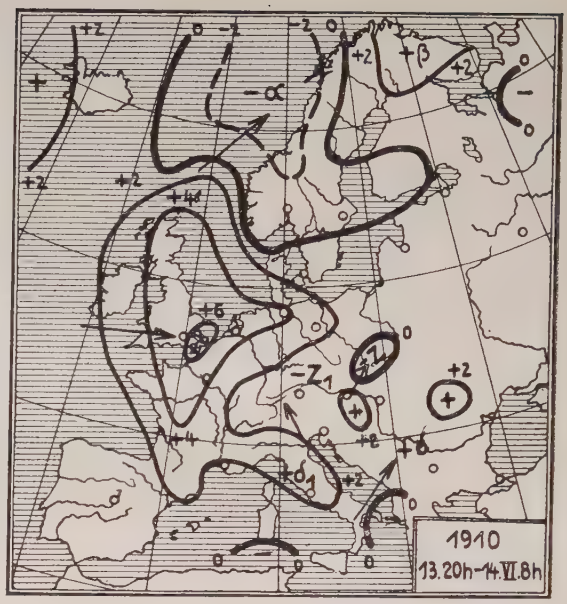
Figur 57. Isallobaren.



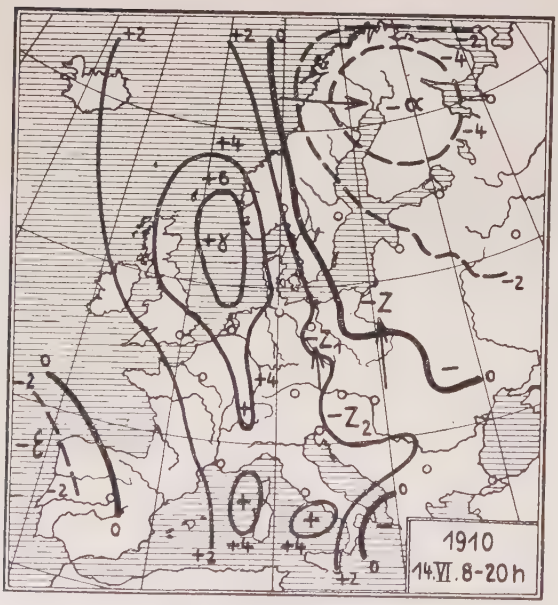
Figur 58. Isallobaren.



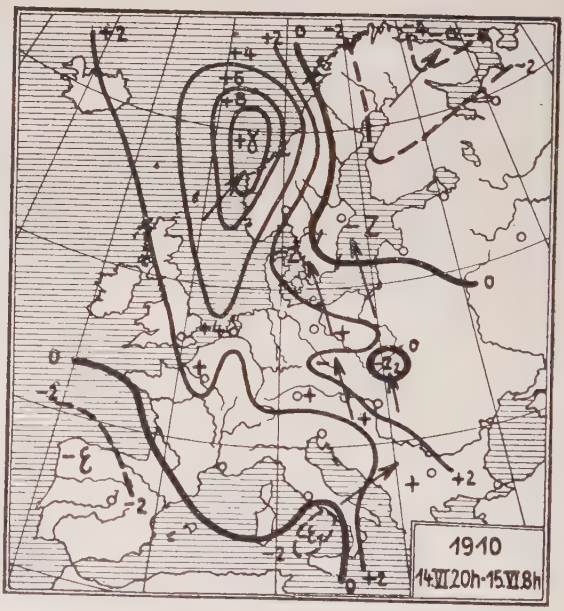
Figur 59. Isallobaren.



Figur 60. Isallobaren.



Figur 61. Isallobaren.



Figur 62. Isallobaren.

Infolge der starken Erwämung tritt am 1. Juni das wohl zum großen Teil sekundäre Fallgebiet B in Erscheinung (vergl. Fig. 35 usw.), während sich das Zentrum des primären Druckanstiegs auf einer Linie von Südnorwegen zum Schwarzen Meer verlagert hat. Fallgebiet B bewegt sich bis zum 2. nach Deutschland, und in seinem Gefolge treten die ersten ausgedehnten Gewitterzüge aus SW auf; am 3. wandert B nach Rußland hinein ab.

Bereits am 2. Juni erscheint bei Island das entscheidende Steiggebiet E, das mit seinem Zentrum am 3. bis zu den Fär-Öern vorgedrungen ist. Mittlerweile entsteht über Südfrankreich ein neues sekundäres Fallgebiet F, das mit der sich am 3. über ganz Deutschland erstreckenden Gewittertätigkeit wahrscheinlich in engem Zusammenhang steht. Gleichzeitig erscheint bei Irland die Fallzone G, die auch zum großen Teil primären Ursprungs ist, wie Tabelle 17 zeigen soll:

Tabelle 17.

Luftdruck- und Temperaturänderungen einiger Stationen Westeuropas vom 3.—5. VI. 1910.

a	b		c		d		e		f	
Station	Valencia		Scilly		St. Mathieu		La Coruna		Biarritz	
	db	dt	db	dt	db	dt	db	dt	db	dt
3.—4. VI.	−8,2	+4,5	−6,3	−0,5	−5,0	−0,2	—	—	—	—
4.—5. VI.	—	—	—	—	−3,9	−0,8	−5,4	+0,8	−7,4	−0,2

(Valencia an der Westküste Irlands, Scilly südwestlich Wales, St. Mathieu in der Bretagne und La Coruna an der Nordwestspitze Spaniens.)

Nur in Irland ist der Druckfall mit mäßiger Erwärmung verbunden.

Während Fallgebiet F schon bald zerfällt, pflanzt sich die isallobarische Depression G nach Südfrankreich und dem Mittelmeergebiet fort, stößt aber mit einem Teil G_1 nordostwärts nach Deutschland vor, dort intensive Gewittererscheinungen am 4. und 5. hervorrufend. Gleichzeitg tritt über Italien und den angrenzenden Meeresteilen ein kräftiger Druckfall H und Erwärmung bei Scirocco ein, es handelt sich um eine von Nordafrika nach dort ziehende Depression[91]), deren nördliche Zugrichtung absonderlich ist. Das Zusammenwirken der beiden Fallgebiete G u. H erzeugt das ausgedehnte Tiefdrucksystem über ganz Südosteuropa, wodurch die Ostwindwetterlage hervorgerufen wird. Aber beide Fallzonen verebben bald, sie scheinen sich nun nordwärts auszudehnen, und der Teil H_1 verläßt erst am 7. das europäische Nachrichtennetz bei Moskau, während G durch das nun ganz Nordeuropa nördlich des 50. Parallelkreises umspannende Steiggebiet E vernichtet wird. Der nördliche Druckanstieg bei gleichzeitigem Druckfall im Süden bewirkt schon am 4. eine Drehung des Gewitterzuges von südwestlichen nach südlichen bis südöstlichen Richtungen, und vom 5. ab überwiegt eine reine Ost-Westbewegung (vergl. Fig. 21—25).

Das schon mehrfach erwähnte Steiggebiet E zeichnet sich durch seine Intensität, aber noch mehr durch seine langsame Fortpflanzung aus. Vom 2.—6. legt es nur einen Weg von Island bis zur Nordsee zurück, und es drängt sich dabei unwillkürlich die Vorstellung auf, daß es sich weniger um einen Kaltlufteinbruch in irgendeiner Luftschicht, als vielmehr um einen Luftstau handeln muß; zu bemerken ist noch, das dieses Steiggebiet an der Nordseite eines schon längere Zeit über den mittleren Teilen des Nordatlantischen Ozeans liegenden umfangreichen Maximums entsteht[91]), das in gleichem Maße zerfällt, wie der Druck über Nordeuropa steigt, bis sich dann vom 7.—8. Juni ein selbständiger Hochdruckkern über Nordeuropa ablöst; sofort nach erfolgter Abschnürung erneuert sich das atlantische Hoch wieder und hat schon nach 2 Tagen seinen alten Platz mit der gleichen Höhe des Luftdrucks wieder eingenommen, um Mitte Juni ein neues Teilhoch nach Europa zu entsenden, das hier die Gewittertätigkeit beendete.

[91]) Vgl. Tägl. syn. Wetterkart. f. d. Nordatl. Ozean u. d. anlieg. Teile d. Kontinente. Herausg. v. Dän. Met. Inst. u. d. Deutschen Seewarte, Jahrg. XXIX (Kopenh. u. Hamb. 1915).

Zur Illustration des primären Charakters der Druckwelle E genügen wohl die in Tabelle 18 aufgeführten Beobachtungen der Station Thorshavn auf den Fär Öer-Inseln:

Tabelle 18.

Luftdruck- und Temperaturänderungen vom 3.—6. VI. 1910 auf den Fär-Öer-Inseln.

a	b	c
Zeit	db	dt
3.—4. VI.	+11,7	+2,5
4.—5. VI.	+ 8,4	+2,2
5.—6. VI.	+ 8,2	+0,5
3.—6. VI.	+28,3	+5,2

Während die Temperatur fast 6° ansteigt, zeigt der Luftdruck eine Zunahme von etwa 30 mm!

Diese Druckwelle zieht hauptsächlich südostwärts und vereinigt sich später mit einem über dem Mittelmeer in Erscheinung tretenden Steiggebiet J, das gleichzeitig nordwärts vordringt; beide lösen sich schließlich über Mitteleuropa auf. Mit der Annäherung des nördlichen Druckanstiegs läßt die Gewittertätigkeit im Norden Deutschlands nach, aber es ist sehr interessant, daß sie südlich von $52^1/_2{}^0$ Breite sogar noch zunimmt. Daraus geht zur Genüge hervor, daß die primären Steiggebiete selbst einen direkten Einfluß auf die Gewitter nicht auszuüben scheinen. Auf die Ursachen der Zunahme der Gewittertätigkeit kommen wir später noch zurück (S. 66 f.).

Am 6. tritt zwischen Irland und Island ein neues Fallgebiet M_1 in unser Wetterkartenbild ein, das große Teile Europas in Mitleidenschaft zieht. Außerdem entstehen in Südfrankreich und in den angrenzenden Ländern tagsüber regelmäßig kleinere Zentren Luftdruckfalls. Besonders das am 9. entstehende Fallgebiet S zeigt eine starke Entwicklung und führt im Verein mit dem Druckwellental M_1 zu starkem Rückgang des Barometers in ganz Mitteleuropa. Damit wird die durch das Steiggebiet E über Nordeuropa aufgebaute Antizyklone zur Verlagerung nach Rußland gezwungen. Die Gewittertätigkeit wird jetzt besonders durch die neuen Fallgebiete aufrecht erhalten und beschränkt sich hauptsächlich auf die westlichen Teile Norddeutschlands.

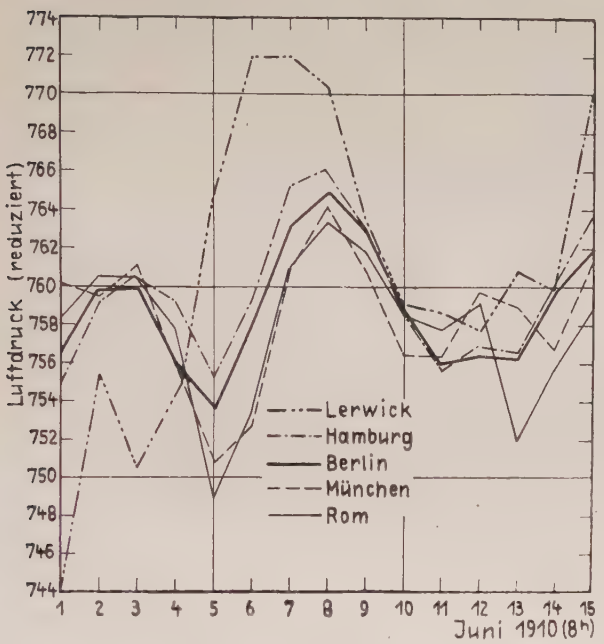
Fallgebiet M_1 zieht nach Sibirien ab. Die Luftdruckveränderlichkeit wird gering. Kleinere Gebiete fallender Drucktendenz ziehen von Italien aus nach Norden, im übrigen überwiegt der tägliche Druckgang zwischen Land und Meer alle anderen Erscheinungen. Die Gewittertätigkeit läßt keineswegs nach.

Am 12. entsteht über Italien starker Luftdrucksturz, und dies Fallgebiet Z zieht rasch nordostwärts zur ungarischen Tiefebene. Gleichzeitig entwickelt sich ein Zentrum fallenden Drucks α über den Britischen Inseln, das seinen Kurs nach Skandinavien richtet. Jetzt erscheint auf dem Atlantik das Steiggebiet γ, das langsam nach Mitteleuropa vorstößt. An der raschen Besitzergreifung Deutschlands wird es durch das Fallgebiet Z gehindert, das sich — mehrfach geteilt — stetig bis nach Ostdeutschland vorschiebt und zweifellos für die weitere Gewittertätigkeit in den östlichen Teilen Preußens verantwortlich ist. Als der Druckanstieg schon auf den größten Bezirk Norddeutschlands übergegriffen hat, lassen die eingezeichneten Pfeile klar erkennen, daß sich in den höheren Luftschichten noch kleine Störungen nordwärts bewegen. Sie vermögen den Gewitterprozeß im Osten bis zum 17. aufrechtzuerhalten. Dann beendet die Hochdruckwelle γ die gewitterreiche Zeit.

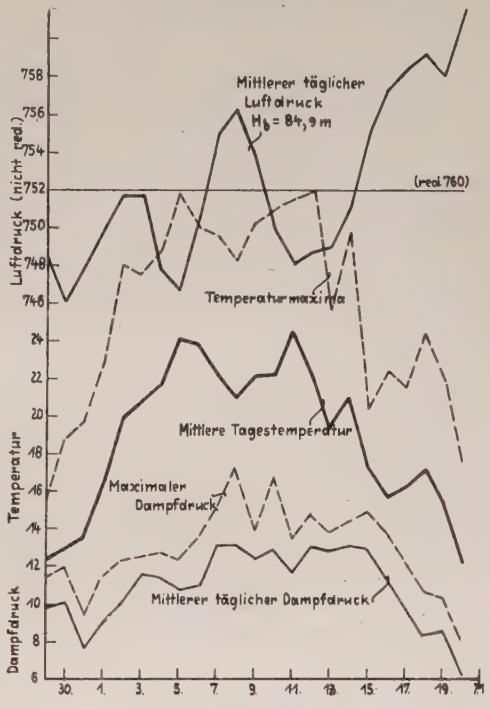
Zweifellos stehen die Druckwellen in einem gewissen Zusammenhang zu den Gewittern, aber in der Hauptsache wohl nur die sekundären Fallgebiete. Der primäre Druckanstieg vermag nur teilweise die Gewittertätigkeit zu beenden, wo eben infolge des Druckanstiegs andere Strömungsvorgänge bewirkt werden. Der Einfluß der Druckwellen ist demnach mehr von mittelbarer Bedeutung.

5. Der Druckgang einzelner Stationen.

Figur 63 zeigt den Druckverlauf an den Stationen Lerwick (auf den Shetlandinseln), Hamburg, Berlin, München und Rom. Die primäre Druckwelle erreicht ihre größte Amplitude in Lerwick, ist aber durch ganz Europa zu verfolgen, wo ihr Scheitelwert etwa $1^1/_2$ Tage später eintritt, das nachfolgende Minimum dagegen etwa zur gleichen Zeit wie auf dem Nordmeer. Diese Verfrühung läßt sich damit erklären, daß der Kontinent bei der großen Hitze ohnehin schon zu sekundären Druckrückgängen neigte. Der vom 2. zum 3. auf den Fär-Öer-Inseln erfolgende Barometerrückgang erreichte dagegen Europa erst 2 Tage später.



Figur 63. Gang des Luftdrucks an einigen europäischen Stationen vom 1.—15. Juni 1910.



Figur 64. Gang der meteorologisch. Elemente in Potsdam vom 29. Mai bis 20. Juni 1910.

Im übrigen zeigt der Luftdruckgang eine Vorliebe zur Ausbildung von kurzen Fallzeiten, besonders zwischen dem 10. und 15. und am ausgeprägtesten im Süden (München und Rom); vornehmlich Rom fällt durch seine tiefen Minima des Luftdrucks auf.

Wir beobachten eine gut ausgeprägte Folge von primären Steig- und Fallgebieten, die westostwärts bzw. von Nordwesten nach Südosten wandern. Einem Anstieg bis zum 2. folgt vorübergehender Fall, erneute Zunahme bis zum 7., ein Herabgehen des Barometers bis zum 12. und wieder nachfolgendes Ansteigen. Diesen Wellen überlagern sich von Süden nach Norden ziehende sekundäre Fallgebiete, die meist über dem südlichen Teil des Festlandes, mit Vorliebe über Südfrankreich entstehen, aber im allgemeinen Druckverlauf durch die viel größere Amplitude der primären Wellen nur zeitweise zu erkennen sind.

6. Der Gang der meteorologischen Elemente in Potsdam.

Da diese Untersuchung von den Beobachtungen zu Potsdam ausging, ist es vielleicht nicht ungerechtfertigt, für diese Station den Gang der einzelnen meteorologischen Elemente, der in Figur 64 dargestellt ist, näher zu erörtern.

Der Luftdruckgang wurde bereits im vorigen Abschnitt besprochen. Es ist nur noch hervorzuheben, daß der Barometerstand im Durchschnitt etwas unternormal war (vergl. auch Fig. 67 a. S. 65 und 65 a. S. 62).

Die Mitteltemperatur steigt vom 28. Mai bis 5. Juni beständig an und liegt schließlich mit 24° mehr als 8° über dem Mittel (nach dem Klima-Atlas[92]) beträgt die mittlere Junitemperatur in Potsdam etwa 16° (l. c., Tab. 1)). Dann tritt bis zum 8. langsamer Temperaturfall bis auf 21° ein, dem aber bis zum 11. ein erneuter Anstieg bis auf 24.5° folgt. Dann nimmt sie bis zum 16. allmählich bis auf 16° ab. Während der ganzen Zeit stand das Thermometer demnach beträchtlich über dem durchschnittlichen Niveau.

Die Maximaltemperaturen überschreiten am 5., 6., 9., 10., 11. und 12. Juni 30° und erreichen am 12. ihren höchsten Wert mit 32°. Vom 2.—14. stieg das Thermometer an jedem Tag über 25°.

Der Dampfdruck lag schon Ende Mai mit 10 mm recht hoch, sank dann allerdings bei Eintritt antizyklonaler Luftbewegung am 30. auf 8 mm. Von nun an steigt er bis zum 7. fortgesetzt an und schwankt bis zum Ende der Gewitterperiode zwischen 12 und 13 mm.

Die maximale Dampfspannung erreichte am 10. 16,7 mm, am 8. 17,3 mm und überschritt vom 6.—16. stets 13 mm. Die absolute Feuchtigkeit lag also andauernd sehr hoch, was nach der im ersten Teil behandelten Statistik die Gewitterbildung außerordentlich fördert. Da der normale Dampfdruck Anfang Juni etwa $8^1/_2$ mm beträgt (nach Tabelle 8 des oben zitierten Klima-Atlasses), war der Wasserdampfgehalt also bereits Ende Mai trotz des verhältnismäßig kühlen Wetters übernormal. Dies rechtfertigt die schon weiter oben ausgesprochene Behauptung, daß die aus Südwesten herantransportierte Luft recht feucht war.

Die relative Feuchtigkeit zeigt keine allzu großen Abweichungen vom Mittel, da ja natürlich die erhöhte Temperatur und der hohe Dampfdruck auf sie im entgegengesetzten Sinne wirken.

Der Wind wehte bis zum 2. vornehmlich aus SW, am 4. und 5. war er östlich bis südöstlich, kam vom 6.—8. aus NE bis ENE, vom 10.—12. wieder aus E bis SE und nahm vom 14. ab eine nördliche Richtung an.

Die Bewölkung war früh morgens stets gering, nahm mit steigender Sonne rasch zu und zeigte im Mittel normale Verhältnisse.

Die Niederschlagsmenge war in Potsdam trotz der vielen Gewitter nicht sehr bedeutend. Vom 1.—14. Juni fielen nur 5,5 mm, und erst der Abschluß der Gewitterepoche lieferte am Abend des 14. 29 mm Niederschlag. Die geringe Regenmenge ist erstaunlich, es ist aber zu bedenken, daß deren regionale Verteilung bei Gewittern stets große Unterschiede auf engem Raum aufweist; so fielen zur gleichen Zeit an zahlreichen Orten gewaltige Regenmengen, so daß selbst Überschwemmungen keine Seltenheit waren. In Bochum fielen z. B. in 40 Minuten 44 mm![81]) (weitere Angaben l. c. S. XVI).

Es waren also alle Bedingungen für eine lebhafte Gewittertätigkeit vorhanden: tiefer Luftdruck, hohe Temperatur und große Feuchtigkeit wirkten in gleicher Weise gewitterfördernd (vergl. den ersten Teil).

7. Die Südwestgewitter vom 2.—4. Juni.

Die ganze Gewitterperiode läßt sich zunächst nach der Zugrichtung der Gewitter und der Wetterlagen in zwei verschiedene, allerdings ungleich lange, Abschnitte zerlegen; der erste Teil dauert vom 2.—4. Juni. Während dieser Zeit ziehen alle Gewitter aus südlichen bis südwestlichen Richtungen herauf. Am 4. ist die Zugrichtung teilweise schon eine aus SSE gerichtete und leitet damit zu den an den folgenden Tagen sämtlich aus östlichen Richtungen heraufziehenden Unwettern über.

a) Mittlere Luftdruckverteilung vom 2.—4. Juni.

Figur 67 (a. S. 65) zeigt die mittlere Luftdruckverteilung vom 2.—4. Juni. Sie wurde auf Grund der Morgenbeobachtungen der meisten europäischen Stationen an Hand der Wetterberichte der Deutschen Seewarte entworfen.

---

[92]) G. Hellmann, Klima-Atlas von Deutschland. Bearbeitet i. Pr. Met. Inst. (Berlin 1921).

Wir sehen ein Gebiet höchsten Luftdrucks über der Ukraine und ein kräftiges Tief zwischen Schottland und Island mit einem Ausläufer bis zum Weißen Meer. Teiltiefs treten über Westfrankreich, Südwest- und Mitteldeutschland in Erscheinung und sind wohl hauptsächlich verantwortlich für die starke Gewitterneigung. Nach dem Verlauf der Isobaren ist die mittlere Windrichtung in Deutschland eine südliche, wodurch sich die enorme Erhitzung der Luftmassen erklärt.

b) Die Gewitter dieser Tage.

Die elektrischen Entladungen des 2. Juni stehen im Zusammenhang mit einer Tiefdruckfurche, die sich von einem bei Island gelegenen Minimum nach Mitteleuropa erstreckt. Sie sind verbunden mit der an der Rückseite dieser Randdepression vordringenden kühleren Westluft und beschränken sich demgemäß auf das westliche Deutschland. Es handelt sich also um Gewitter vom Typus I, die an der Vorderseite einbrechender kühlerer Luftmassen entstehen und die bereits in mehreren Arbeiten ausführlich behandelt worden sind, so z. B. von Süring[93]), Langbeck[94]), Kassner[65]) und Arendt[95]).

Die Gewitter des 3. Juni entstehen bei ganz schwacher Luftbewegung noch in der Tiefdruckfurche des Vortages, vornehmlich in den südwestdeutschen Mittelgebirgen. Sie werden zudem noch begünstigt durch einen Ausläufer eines über Südfrankreich entstehenden Tiefs, der nach Westdeutschland reicht und dort eine starke Windkonvergenz hervorruft. Diese Unwetter ziehen mit der südwestlichen Höhenströmung, fast entgegen dem aus Osten wehenden Bodenwind.

Am 4. Juni nimmt die Luftdruckverteilung die typische Gestalt einer Gewitterlage an: tiefster Druck über Frankreich, wovon Ausläufer nach Süd- und Mitteldeutschland reichen. In Norddeutschland wehen schwache südöstliche bis nordöstliche Winde, im Osten vorwiegend solche südöstlicher Richtung. Überall ist die Luftbewegung stark konvergent. Die Gewitter ziehen mit der südlichen Höhenströmung und zeichnen sich durch große Heftigkeit aus. Der größte Teil von ihnen hängt nicht mehr mit von Westen vordringenden Kaltluftkörpern zusammen und ist dementsprechend schon dem zweiten Typus der Gewitter zuzurechnen. Diese Vermutung bestätigt auch die Wetterlage; der tiefste Druck befindet sich ja bereits in südlichen Gegenden und der Bodenwind hat in Deutschland allgemein eine östliche Richtung angenommen. Lediglich die teilweise noch eine westliche Komponente verratende Höhenströmung weist auf einen Zusammenhang mit den Gewittern der Vortage hin. Die mit der Höhe von Ost nach Süd erfolgende Winddrehung muß für die zahlreichen Unwetter verantwortlich gemacht werden, die an der Grenzfläche beider Stromsysteme entstehen, und deren Bedeutung weiter unten auf Grund der Bildung der Gewitter am 5. Juni noch näher untersucht wird.

8. Die Südost- und Ostgewitter vom 5.—14. Juni.

An allen folgenden Tagen ziehen die Gewitter aus Südost oder Ost herauf. Deshalb wurde die Periode vom 5.—14. Juni einer besonders eingehenden Untersuchung unterzogen.

a) Die mittlere Luftdruckverteilung vom 5.—14. Juni.

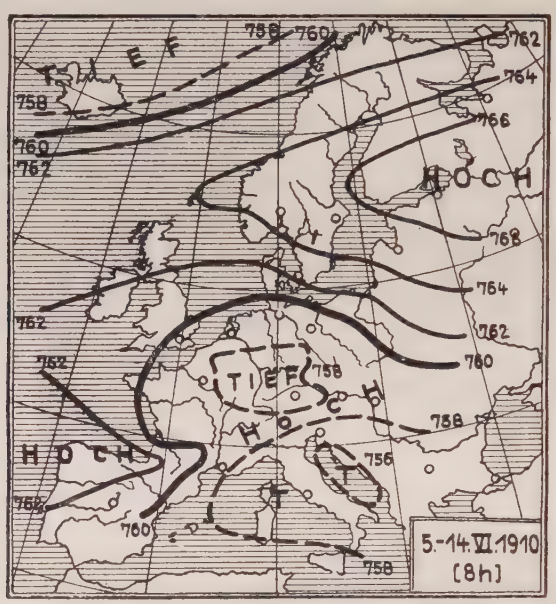
Es wurde für die erwähnten 10 Tage eine Karte der mittleren Luftdruckverteilung auf Grund der Morgenbeobachtungen entworfen, die in Figur 65 (a. S. 62) reproduziert ist. Sie zeigt ein recht charakteristisches Bild: Der tiefste Luftdruck besteht über den Mittelmeerländern und Südwestdeutschland. Zentren geringsten Barometerstandes befinden sich über der Adria mit 755 mm, dem Tyrrhenischen Meer mit 756 mm und Südwestdeutschland

[93]) R. Süring, Die Gewitterböen am 3. Juli 1898. Erg. d. Gewitter-Beob. i. d. J. 1898, 1899 u. 1900; Veröff. d. Pr. Met. Inst., S. XVIII, vergl. auch Anmerkung 27, S. 27.

[94]) K. Langbeck, Die Gewitter des 5. Juni 1905. Erg. d. Gew.-Beob. i. d. J. 1903, 1904 u. 1905, Veröff. d. Pr. Met. Inst. Nr. 195, S. XX.

[95]) Th. Arendt, Die Gewitter vom 20.—25. Mai 1908, Erg. d. Gew.-Beob. in d. J. 1908—1909, Veröff. d. Pr. Met. Inst. Nr. 231, S. XIX.

(Frankfurt) mit 757 mm. Der höchste Druck lagert östlich von Petersburg. Von dort reicht eine Hochdruckbrücke über die nördlichste Nordsee zum Atlantischen Ozean, während die Westküste Spaniens ganz unter der Einwirkung eines Ausläufers des Azorenhochs steht. Der größte Teil von Deutschland liegt im Bereich tiefen Luftdrucks bei zyklonaler Krümmung der Isobaren. Nach der Druckverteilung zu schließen, wehen in Nordwestdeutschland im Durchschnitt schwache nordöstliche Winde, im Osten ist dagegen eine südöstliche Luftbewegung anzunehmen. Die Grenzlinie beider muß wieder als vornehmliche Ursache für die Entstehung der zahlreichen Gewitter in der norddeutschen Tiefebene angesehen werden, und da diese stets an der Stelle stärkster zyklonaler Isobarenkrümmung anzutreffen ist, so



Figur 65.
Mittlere Luftdruckverteilung.

gibt letztere auch einen Anhalt über die mittlere Lage der Windscheide. Nach Figur 65 finden wir dafür etwa eine Linie vom Oberlauf des Main bis zur unteren Weichsel, und die dort entstehenden Gewitter mußten bei ihrem nach Westen gerichteten Zug fast ganz Deutschland in Mitleidenschaft ziehen.

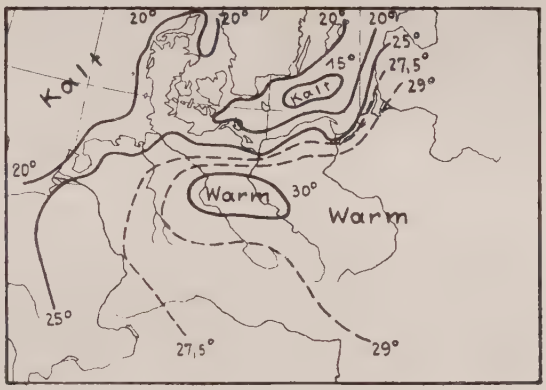
Der südwestliche Teil des Reiches liegt schon im Bereich überwiegender westlicher Winde, und dort wurde die Gewittertätigkeit ja auch bereits am 11. beendet. Östlich des 20. Längengrades nehmen die mittleren Isobaren eine antizyklonale Krümmung an, und dort treten auch höchstens ganz vereinzelt noch Gewitter auf.

Die mittlere Druckverteilung zeigt also eindeutig, daß Deutschland ganz im Bereich eines zyklonalen Wirbels gelegen ist. Der Luftdruck ist allgemein unternormal, und es bilden sich neben reinen Wärmegewittern, die hauptsächlich in den gebirgigen Teilen Südostdeutschlands entstehen, große Gewitterzüge an der Grenzfläche der schon mehrfach erwähnten verschiedenen Luftströmungen. Da die Konvergenzlinie während der ganzen Zeit annähernd stationär bleibt, ein Vorgang, der nur bei starker Entwicklung des südöstlichen Luftstroms eintreten kann, ist eine so lange Gewitterperiode möglich. Die Westgewitter wiederholen sich niemals an vielen Tagen hintereinander, da sie mit dem Vorwärtsschreiten von Kalt-

luftkörpern in Verbindung stehen, ein Zustand, der nie oder nur für kurze Zeit stationär sein kann. Dies kann nur eintreten, wenn in der Höhe ein entsprechend starker Gegenwind weht, was dadurch hervorgerufen werden kann, daß starke Erwärmung Nordosteuropas und empfindlicher Wärmemangel im Südwesten unseres Erdteils in Verbindung mit hohem Druck im Norden und niedrigem im Süden in der Höhe verstärktes nordsüdliches Druckgefälle und entsprechend heftigen Ostwind bewirken, der dem vorherrschenden Weststrom das Gleichgewicht zu halten vermag. Die Gewitter ziehen natürlich mit dem oberen Ostwind. In der Stabilität der Grenzfläche liegt die Ursache für die lange Dauer der Wetterlagen mit Ostgewittern begründet.

b) Mittlere Maxima der potentiellen Temperatur vom 5.—14. Juni.

Zur Darstellung der Temperaturverhältnisse schienen sich am besten die mittleren Maxima zu eignen, da die Hauptgewittertätigkeit vornehmlich zur Zeit ihres Eintritts stattfindet. Um die höheren Lagen nicht ganz herausfallen zu lassen, schienen die potentiellen



Figur 66.
Mittlere Maxima der potentiellen Temperatur vom 5.—14. VI. 1910.

Temperaturen der beste Behelf zu sein. Außerdem ist ja besonders an warmen Sommernachmittagen in den unteren Schichten ein annähernd adiabatisches Temperaturgefälle vorhanden, was die Benutzung der potentiellen Temperaturen besonders rechtfertigt. Von einer Reduktion auf gleichen Luftdruck wurde bei den vorhandenen geringen Druckunterschieden (im Maximum 5 mm = $0{,}5^0$) abgesehen. Die so erhaltenen Temperaturwerte zeigt Figur 66.

Die höchsten Temperaturen treten im heutigen Polen auf, wenn auch ein kleineres Gebiet noch stärkerer Erhitzung zwischen Magdeburg und Grünberg zu erkennen ist. Dies ist aber mehr lokalen Charakters und als westlicher Ausläufer eines großen Wärmegebietes über Osteuropa anzusprechen. Die mittleren Maxima erreichen von Riga bis zu den Karpathen 29^0 und mehr.

Besonders nach der Nord- und Ostseeküste zu nehmen die Temperaturen ganz außerordentlich rasch ab, und die Maxima sinken auf der Ostsee im Mittel unterhalb 15^0. Die Temperatur nimmt sonst von Osten sowohl nach Westen als auch nach Südwesten allmählich ab. Oberbayern hat nurmehr $26—28^0$ potentiell, desgleichen das Rheinland.

Wir finden also die Ergebnisse Königs[23]), daß die Ostgewitter an der Westseite von Wärmezungen entstehen, vollkommen bestätigt. Auch in unserem Fall stimmt die Gewitterzone genau mit dem Gebiet von Osten nach Westen abnehmender Temperaturen überein.

9. Zerlegung der Gewitterperiode in drei Abschnitte nach den barometrischen und thermischen Tendenzen.

Es wurde nun der ganze Zeitraum zu weiteren 3 Gruppen zusammengefaßt, und zwar a) die Tage vom 5.—8. einschl., das ist die Periode primären Druckanstiegs und infolge nach Nord drehender Winde damit verbundenen geringen Temperaturrückgangs; b) vom 9.—11. als den Tagen mit erneutem Druckfall und Temperaturanstieg; schließlich c) die Zeit vom 12.—14. VI., wo die Temperatur wieder fiel, der Druck hingegen wenig Änderung zeigte. Für diese 3 Epochen wurden wieder die mittleren Isobarenkarten getrennt dargestellt.

a) Die Druckverteilung vom 5.—8. Juni.

Figur 68 (a. S. 65) zeigt die mittlere Luftdruckverteilung über Europa vom 5.—8. Juni 1910, 8 Uhr morgens. Auf ihr erkennen wir die große Annäherung des nordischen Hochs, das seinen Einfluß bis zu den Küstengebieten der Nord- und Ostsee erstreckt. Der tiefste Druck lagert über dem Mittelmeergebiet, Teiltiefs sind über Süddeutschland und der Biscaya zu erkennen. Über dem deutschen Binnenland ist die Isobarenkrümmung unter der Einwirkung des südlichen Tiefs allgemein zyklonal, besonders über Westdeutschland und Oberschlesien. Antizyklonale Strömungsverhältnisse finden wir hingegen in Ostpreußen, wo dementsprechend auch die Gewittertätigkeit am 6. nachläßt. Die Isobaren verlaufen im nördlichen Deutschland von Ost nach West, und nordöstliche Winde führen kühlere Ostseeluft heran, die ein allmähliches Zurückgehen der Temperaturen bewirkt bei ständigem — in der Hauptsache primärem (vgl. S. 58) — Druckanstieg. Besonders im Grenzgebiet der warmen SE-Luft und der von NE vordringenden Meeresluft kommt es zur Bildung zahlreicher Gewitter. Es wurde ja bereits hervorgehoben, daß die Gewittertätigkeit gerade in der Zeit des stärkeren Nordostwindes zunimmt, trotz der in Deutschland erfolgenden Abkühlung und des steigenden Luftdrucks, was ein Beweis dafür ist, daß in erster Linie der Temperaturgegensatz zweier Luftkörper für die Entstehung der Gewitter wesentlich ist (vgl. auch S. 70 ff.).

b) Die Druckverteilung vom 9.—11. Juni (Fig. 69).

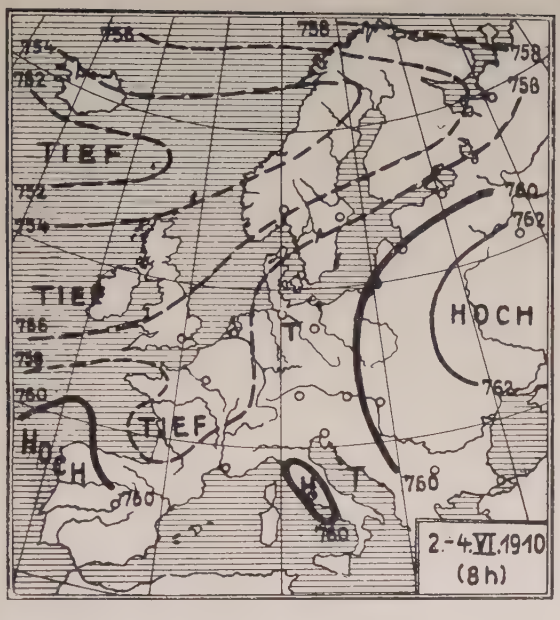
Der höchste Druck befindet sich jetzt über Finnland, das Zentrum der Depression über dem Rheingau. Die Isobaren haben über Deutschland allgemein eine von Südosten nach Nordwesten verlaufende Richtung angenommen, wodurch bei südöstlichen Winden erneuter Temperaturanstieg einsetzt. Mit der Annäherung des südwestlichen Tiefs fällt auch der Luftdruck wieder. Der Osten steht noch unter dem Einfluß des Hochs und bleibt bei antizyklonaler Luftbewegung meist gewitterfrei, während Westdeutschland im Bereich der Depression von zahlreichen Gewittern heimgesucht wird.

c) Die Druckverteilung vom 12.—14. Juni (Figur 70).

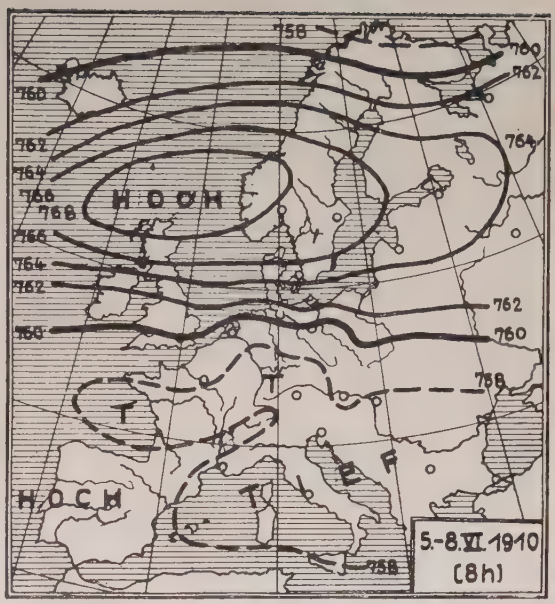
Vom 12.—14. Juni verlagert sich das süddeutsche Tief nach der Mark Brandenburg, gleichzeitig fällt der Druck wieder über dem Mittelmeer. Das Maximum verharrt unverändert bei Leningrad, während über Spanien ein ebenso kräftiges Hochdruckgebiet erschienen ist, dessen kalte Vorderseitenströmung sich bis Westdeutschland ausgebreitet hat. Dementsprechend läßt dort die Gewitterbildung nach und sucht hauptsächlich die Mitte und den Osten des Reiches heim, wo jetzt auch Ostpreußen mit der Annäherung des Tiefs in dessen zyklonalen Bereich gelangt ist.

10. Der Zusammenhang der Temperaturmaxima mit der Luftdruckverteilung.

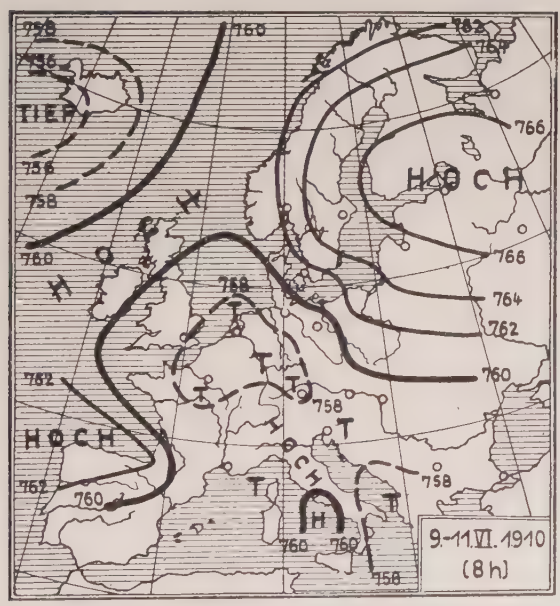
Um den Zusammenhang der Temperaturmaxima mit der Luftdruckverteilung zu untersuchen, wurden auch für 4 verschiedene Perioden der Tage vom 4.—14. Juni Karten der mittleren potentiellen Temperaturmaxima und der mittleren mittaglichen Luftdruckverteilung über Mitteleuropa gezeichnet. Ihrem organischen Zusammenhang entsprechend schien es zweckmäßig, die erste Periode etwas von der vorherigen Einteilung abweichen zu lassen. Es wurde der 4. u. 5. VI. zusammengefaßt, die Zeit des ersten Hitzemaximums,



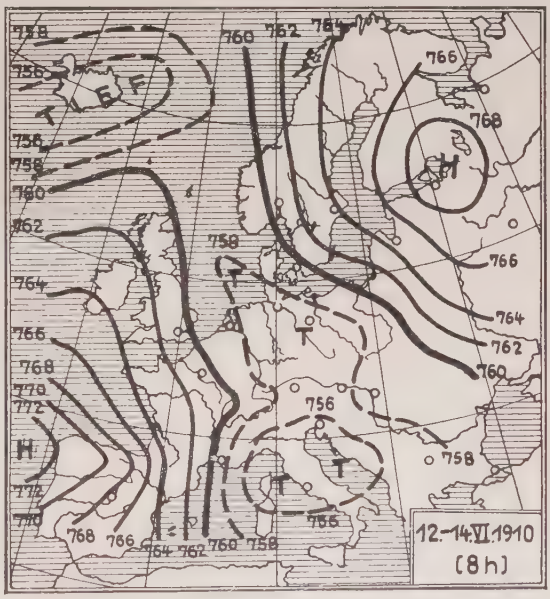
Figur 67.
Mittlere Luftdruckverteilung.



Figur 68. Mittlere Luftdruckverteilung
(Potsdam Druckanstieg und Temperaturfall).



Figur 69. Mittlere Luftdruckverteilung
(Potsdam Druckfall und Temperaturanstieg).



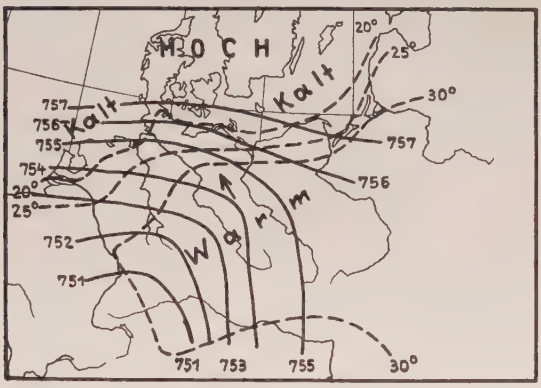
Figur 70. Mittlere Luftdruckverteilung
(Potsdam Temperaturfall).

dann der 6.—8. mit Temperaturfall und Druckanstieg usw. wie eben bei der mittleren morgendlichen Luftdruckverteilung.

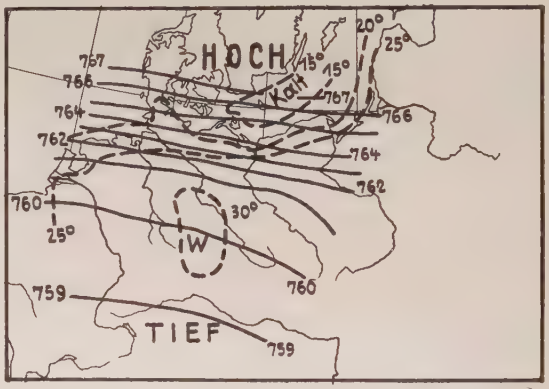
a) Temperaturmaxima und Luftdruckverteilung am 4. u. 5. Juni.

Figur 71 zeigt den mittleren Luftdruck über Mitteleuropa am 4. u. 5. Juni, 14 Uhr, sowie die mittleren potentiellen Temperaturmaxima beider Tage. Am tiefsten steht das Barometer im Bodenseegebiet, von dort steigt der Luftdruck sowohl nach Norden wie nach Osten an. Über NW-Deutschland verlaufen die Linien gleichen Luftdrucks westöstlich, über der Tschecho-Slowakei und Österreich nordsüdlich. Außerordentlich charakteristisch kommt die Isobarenkrümmung zwischen beiden Zonen zum Ausdruck, etwa auf einer Linie Friedrichshafen—Dresden—Breslau.

Die höchsten Temperaturen werden im Bereich der Südostwinde von Bamberg über Prag nach Breslau erreicht, also unmittelbar vor der Konvergenzzone. Im Gebiet nordöstlichen Windes nehmen die Temperaturmaxima rasch ab und sinken an der Nordseeküste auf 18°, wogegen sie in Breslau 31,8° und in Bamberg 32,4° erreichen. Bemerkenswert ist, daß am 4. hauptsächlich Ostpreußen von Gewittern betroffen wird, das schon im Bereich kühlerer



Figur 71. Mittlere Maxima der pot. Temperatur und Luftdruckverteilung vom 4. — 5. VI. 10.



Figur 72. Mittlere Maxima der pot. Temperatur und Luftdruckverteilung vom 6.—8. VI. 10.

Luftmassen liegt, desgleichen zeigt der Westen eine rege Gewittertätigkeit und die Zone höchster Temperaturmaxima bleibt — von Oberschlesien am 5. Juni abgesehen — gewitterfrei. Auch im einzelnen bestätigt sich also, daß die Gewitter wieder gerade im kalten Gebiet zur Entladung kommen.

b) Temperaturmaxima und Luftdruckverteilung vom 6.—8. Juni (Figur 72).

Der tiefste Druck lagert unverändert in der Nähe des Bodensees, und die Isobaren haben über Deutschland eine Richtung von ESE nach WNW. Erst in Oberschlesien macht sich der Übergang in die nordsüdliche Richtung bemerkbar. Das nordische Hoch hat sich stark genähert und die Küstengebiete haben auch mittags teilweise eine antizyklonale Krümmung der Isobaren aufzuweisen. Dementsprechend bleibt Norddeutschland nördlich des 53. Breitengrades ganz gewitterfrei, am 8. ist diese Grenze der Gewittertätigkeit ebenso deutlich zu erkennen, nur etwas nordwärts verschoben. Alle Teile südlich des erwähnten Parallelkreises stehen ganz unter dem Einfluß der südwestlichen Depression; die Gewittertätigkeit erfährt gerade am 7. u. 8. Juni, zur Zeit höchsten Luftdrucks, eine allgemeine Belebung, indem die Zahl der Meldungen trotz des Ausbleibens von Beobachtungen aus den nördlichen Bezirken noch zunimmt (am 6. 1185, am 7. 1433 u. am 8. 1312 Meldungen).

Diese auffallende Tatsache ist nicht schwer zu erklären, denn gerade durch das Vordringen des nördlichen Hochs ergießen sich kühlere Luftmassen von der Ostsee südwärts,

und so gelangen Luftkörper verschiedener Herkunft in enge Berührung dort, wo eine zyklonale Luftbewegung sie gegeneinander führt. An der Grenzfläche muß es zur Ausbildung von Teildepressionen und Gewittern kommen.

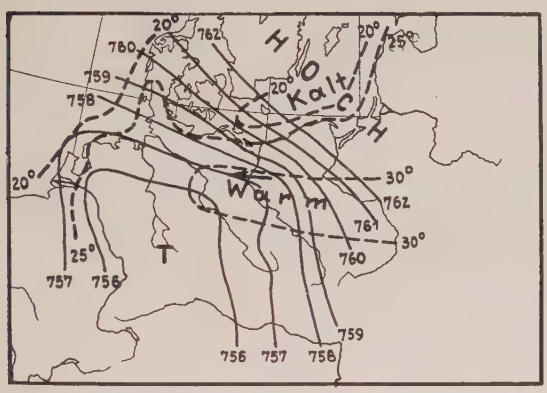
Die Zone höchster Temperaturmaxima hat sich am 6.—8. nach Mittel- und Südwestdeutschland verschoben, während die Temperatur im Norden gesunken ist.

c) Temperaturmaxima und Luftdruckverteilung vom 9.—11. Juni (Figur 73).

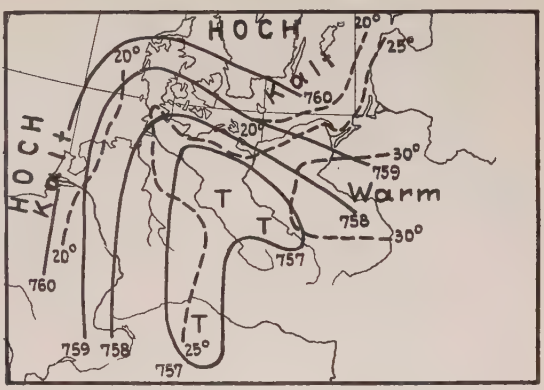
Das Zentrum der Depression hat sich nordwärts verlagert und reicht von der Schweiz bis zum Harz. Der Osten hat südöstliche Luftströmung, und dementsprechend finden wir dort auch wieder die höchsten Temperaturmaxima, ähnlich wie vom 4.—5. Juni. Aber gerade dort ist die Gewittertätigkeit gering, die elektrischen Erscheinungen bevorzugen wieder den Westen und schlagen eine Richtung vom warmen zum kalten Gebiet ein.

d) Temperaturmaxima und Luftdruckverteilung vom 12.—14. Juni (Figur 74).

Der tiefste Luftdruck reicht von der Mark Brandenburg nach Oberschlesien und Oberbayern. Die größte Wärme hat Polen aufzuweisen. Die Gewitter wandern wieder aus dem



Figur 73. Mittlere Maxima der pot. Temperatur und Luftdruckverteilung vom 9.—11. VI. 10.



Figur 74. Mittlere Maxima der pot. Temperatur und Luftdruckverteilung vom 12.—14. VI. 10.

erhitzten Gebiet in das kältere. Besonders auffallend wirkt diese Tatsache am 14., wo z. B. in Berlin schon nachmittags Nordwestwind eintritt und erst abends ein schweres Gewitter aus Süd heraufzieht, also nach Einbruch der Westluft (vgl. S. 38).

Man sieht zweifellos, daß die Gewitterperiode ihre Entstehung primären Einflüssen auf die Luftdruckverteilung verdankt. Desgleichen ist die lange Dauer der Gewittertätigkeit ursächlich auf die im Norden vorüberziehende primäre Hochdruckwelle zurückzuführen. Die Gewitter selbst sind zum Teil ohne Zweifel durch lokale Überhitzung bedingt, was besonders für die in den Gebirgen entstehenden Unwetter gilt. Andererseits aber treten die meisten Gewitter der norddeutschen Tiefebene an der Westseite von nach Norden gerichteten Wärmezungen auf, und für ihre Entstehung ist in erster Linie die Grenzfläche zwischen den nordöstlichen und südöstlichen Winden verantwortlich zu machen; vielfach treten sie erst im kalten Gebiet in Erscheinung, weil in Übereinstimmung mit der Theorie die an der Grenzfläche aufgleitende warme Luft erst eine gewisse Höhe erreicht haben muß, bevor sie zu plötzlichem Auftrieb fähig ist (vgl. S. 34). Dabei ist die Feuchtlabilität von wesentlicher Bedeutung, die deshalb im nächsten Abschnitt noch besonders untersucht werden soll.

11. Feuchtlabilität und Gewitterbildung.

Um den Einfluß der Feuchtlabilität auf die Gewitterbildung zu untersuchen, wurde eine mittlere Zustandskurve aus den Lindenberger Vormittagsaufstiegen vom 4.—14. VI.

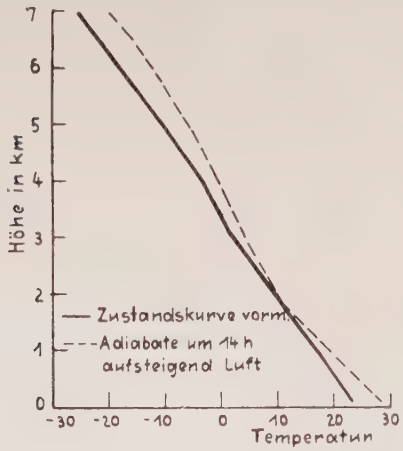
berechnet[19]), indem die Angaben von Auf- und Abstieg gemittelt wurden[96]). Die Einzel- und Mittelwerte der Temperatur gibt nachstehende Tabelle 19.

Tabelle 19.

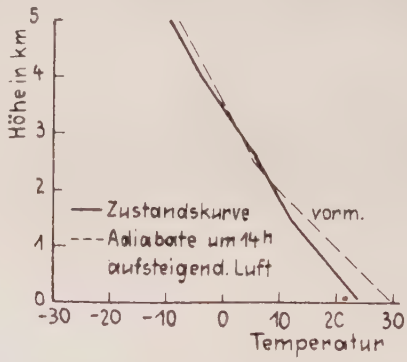
Temperatur über Lindenberg vom 4.—14. VI. 1910.

a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k	l	m	n	o
Datum VI. 1910	Zeit	Höhe in km 0,1	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	5,0	6,0	Boden 14 h Temp.	Relat. Feuchte
4.	9	18	18	16	11	7	4	0	−3	—	—	—	27	38
5.	8—10	23	20	18	14	10	7	3	1	−3	−10	−18	32	31
6.	8—12	25	22	18	15	11	7	3	0	−4	—	—	27	35
7.	9—10	23	20	17 7h	13	9	6	2	—	—	—	—	25	58
8.	9	22	18	15	13	9	5	1	—	—	—	—	27	42
9.	8—10	23	18	16	12	9	—	—	—	—	—	—	29	39
10.	8—11	25	21	18	15	11	7	4	0	—	—	—	30	35
11.	10—14	29	24	19	15	11	8	3	0	—	—	—	31	31
12.	8—9	26	22	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
13.	8—9	19	17	15	11	8	4	1	—	—	—	—	26	46
14.	10—12	25	21	18	14	10	7	—	—	—	—	—	28	50
Mittel:		23,5	20,1	17,0	13,3	9,5	6,1	2,1	−0,4	−3,5	−10	−18	28,2	40,5
Adiabate 14h:		28,2	24,4	19,4	14,4	9,6	7,1	4,5	1,8	−0,4	−6,3	−12,7	—	—

Ferner wurde aus der mittleren Temperatur und relativen Feuchtigkeit um 14h (vgl. Spalte n und o der Tabelle 19) die Temperatur einer aufsteigenden Luftmasse verfolgt[97]). Zur Berechnung der Mittelwerte wurden die Angaben der Instrumente vom 12. nicht berück-



Figur 75. Zustandskurve und Adiabate zu Lindenberg vom 4.—14. VI. 1910.



Figur 76.
Zustandskurve und Adiabate zu Lindenberg vom 27. VII.—14. VIII. 1911.

sichtigt, da ein sich gerade zur Beobachtungszeit entladendes Gewitter sie verfälschte. Aus der durchschnittlichen Temperatur von 28,2° folgt bei einer Feuchtigkeit von 40,5 % für die spezifische Feuchte 9,6 Gramm pro kg; die Kondensationshöhe lag bei 1950 m und 9,9 Grad. Im übrigen sind die nach der Adiabatentafel berechneten Temperaturen in der letzten Horizontalreihe der Tabelle aufgeführt.

[96]) Exakter wäre es, für jeden Tag die Adiabaten zu berechnen; da aber die Änderungen der meteorologischen Elemente nur gering sind, genügt wohl für einen Überblick der hier eingeschlagene Weg.

[97]) Nach der Herzschen Adiabatentafel in Hann-Süring, Lehrbuch d. Met., 4. Aufl., S. 814—815.

In Figur 75 (S. 68) sind beide Kurven graphisch dargestellt, und es läßt sich daraus schließen, daß tatsächlich eine beträchtliche Labilitätsenergie im Sinne Refsdals[98]) vorhanden war. Die Temperatur der aufsteigenden Luft sinkt nur in einem Punkte bis auf die der umgebenden, bleibt im übrigen stets wärmer und erreicht oberhalb 2000 m einen bedeutenden Wärmeüberschuß. Eine ganz geringe Hebung mußte also eine vollkommene Labilität hervorrufen, nud wo diese an der Grenze verschiedener Luftmassen veranlaßt wurde, setzte die Gewitterbildung ein.

Zum Vergleich wurde die gleiche Rechnung mit den Aufstiegen während der ganz gewitterlosen Hitzeperiode vom 27. VII. — 14. VIII. 1911 vorgenommen. Die Temperaturwerte sind in Tabelle 20 dargestellt. Bei einer Mitteltemperatur von 29,6° und einer Feuchte von 29,5 % — diesmal sind die Werte vom 4. August wegen abnormer Witterungsverhältnisse nicht zur Mittelbildung verwandt worden (vgl. Spalte n und o der Tabelle 20) — ergibt sich als spezifische Feuchtigkeit 7,6 Gramm pro kg und ein wesentlich höheres Kondensationsniveau bei 2530 m und einer Temperatur von 5,7°. Betreffs der Einzelwerte vergleiche man wieder die letzte Horizontalreihe der Tabelle 20.

Tabelle 20.

Temperatur über Lindenberg vom 27. VII. — 14. VIII. 1911.

a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k	l	m	n	o
Datum	Zeit	km Höhe											Boden	14h
1911		0,1	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	Temp.	Relat. Feuchte
27. VII.	8—9	26	25	23	19	16	12	—	—	—	—	—	32	38
28. VII.	8—9	26	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	31	28
29. VII.	9—10	27	21	17	13	10	7	6	—	—	—	—	32	27
30. VII.	7—9	24	21	17	14	10	7	3	2	—	—	—	30	20
31. VII.	7—11	23	19	13	8	7	5	4	2	−3	−6	−10	28	25
1. VIII.	7—9	22	19	14	10	5	3	3	3	—	—	—	26	34
2. VIII.	8—9	24	21	16	10	6	6	3	—	—	—	—	30	28
3. VIII.	8—9	25	22	18	13	10	6	3	1	−3	—	−8	31	30
4. VIII.	11—12	24	21	17	13	9	—	—	—	—	—	—	—	—
5. VIII.	7—8	20	16	13	9	—	—	—	—	—	—	—	27	39
6. VIII.	7—8	22	18	16	11	9	—	—	—	—	—	—	30	23
7. VIII.	8—10	23	17	13	11	8	—	—	—	—	—	—	27	32
8. VIII.	8—9	23	18	14	11	8	—	—	—	—	—	—	28	35
9. VIII.	8—9	21	16	14	13	—	—	—	—	—	—	—	27	37
10. VIII.	14—15	—	—	—	13	9	—	—	—	—	—	—	29	29
11. VIII.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	30	28
12. VIII.	8—12	25	22	17	12	8	4	0	−2	—	—	—	31	24
13. VIII.	6—7	21	22	18	13	9	5	2	0	—	—	—	31	25
14. VIII.	8—9	24	21	17	14	10	5	0	−4	−6	—	—	32	28
Mittel:		23,5	20,0	16,1	12,2	8,9	6,0	2,7	0,3	−4	−6	−9	29,6	29,5
Adiabate 14h:		29,6	25,8	20,8	15,8	10,8	5,8	3,1	0,3	−2,1	−5,0	−8,0	—	—

In Figur 76 (a. S. 68) stellt die ausgezogene Kurve wieder den mittleren Zustand der Atmosphäre und die gestrichelte die Zustandsänderung einer um 14h aufsteigenden Luftmasse während der Hitzeperiode 1911 dar. In diesem Falle kühlt sich die emporstrebende Luft vorübergehend unter die Temperatur der Umgebung ab, und besonders in den oberen Schichten zeigt sich kaum ein Wärmeüberschuß, die Labilitätsenergie ist also tatsächlich gering.

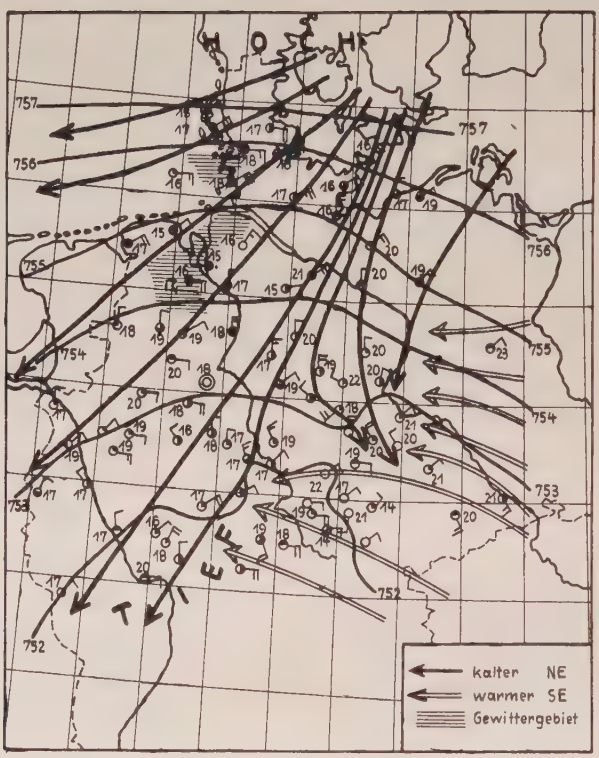
Aus einem Vergleich der Figuren 75 u. 76 geht besonders deutlich hervor, daß 1910 ein Aufstieg bis in größere Höhen leicht ermöglicht, 1911 dagegen schon unterhalb des Kondensationsniveaus verhindert wurde. Besonders charakteristisch ist ein gewaltiger

[98]) Vgl. außer der schon unter 32) erwähnten Arbeit auch A. Refsdal, Zur Theorie der Zyklonen. Met. Z. XLVII, S. 294 (1930).

Wärmeüberschuß einer aufsteigenden Luftmasse während der Gewitterperiode in den oberen Schichten, der zur Zeit der trockenen Hitze nur ganz gering war. Daß zudem noch die Feuchtigkeit in allen Schichten Anfang Juni 1910 viel größer war, wurde bereits auf Seite 23f. hervorgehoben (vgl. auch Fig. 17 auf S. 24). Auf Seite 48 wurde schon der Gewitterreichtum vom 12. Juni 1910 erwähnt, der wahrscheinlich mit einem in der Höhe um die gleiche Zeit erfolgenden Temperaturrückgang zusammenhängt, der die Labilität verstärkte (vgl. Fig. 14 a. S. 21).

12. Die Grenzflächengewitter vom 5. Juni.

Um die Bedeutung der Grenzflächen für die Gewitterentstehung während dieser langen Gewitterperiode noch etwas näher zu beleuchten, wurden die in Westdeutschland am 5. Juni

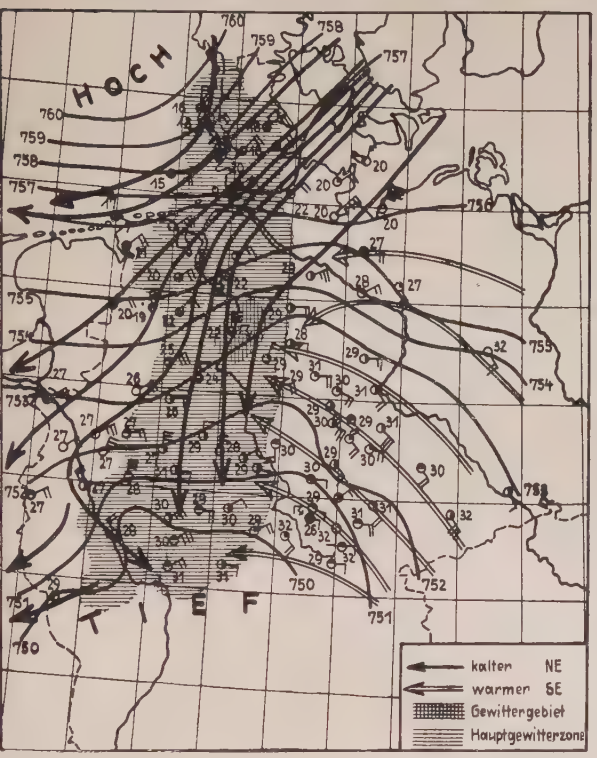


Figur 77. Luftdruck, Wetter. Temperatur, Wind, Strömungslinien und Gewitterzone am 5. Juni 1910, 8 Uhr

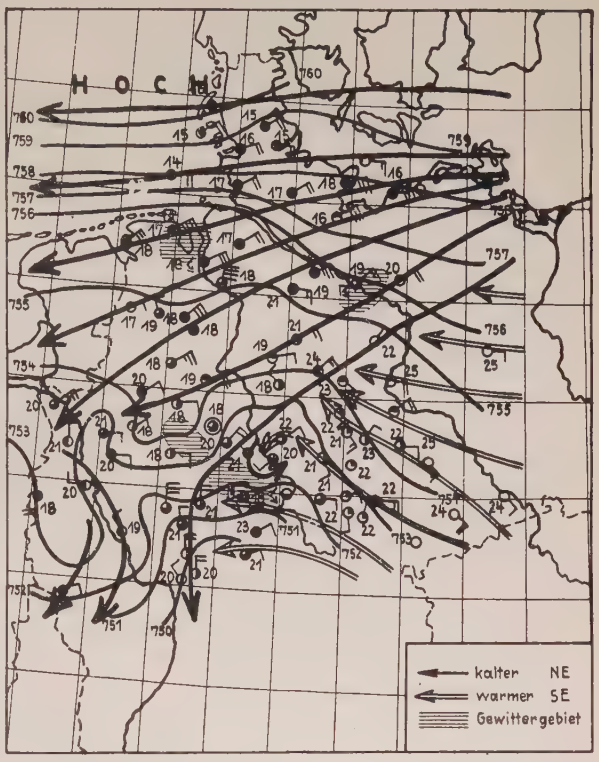
auftretenden Gewitter einer gesonderten Untersuchung unterzogen. Eine Durchsicht der Gewitterkarten ergab nämlich, daß an jenem Tage längs des 10. Längengrades eine ganze Reihe von Gewitterzügen entstanden, die sich in nordwestlicher Richtung fortpflanzten und Deutschland zum großen Teil bei den Friesischen Inseln verließen. Man erkennt sofort, daß die Gewitter gerade im kalten Gebiete in Erscheinung traten, da ja besonders die Nordseeküste recht niedrige Temperaturen aufzuweisen hatte, sich aber gerade dort zahlreiche Gewitter entluden.

Auf Grund der Monatstabellen aller meteorologischen Stationen des fraglichen Gebiets wurden für diesen Tag für alle drei Termine Karten der Luftdruckverteilung, der Strömungslinien, des Wetterzustandes und der Temperaturen entworfen. Die Figuren 77, 78 u. 79 zeigen also die synoptischen Verhältnisse am Morgen, Mittag und Abend des 5. Juni.

In der Mittagskarte sind im Gegensatz zu den beiden anderen die potentiellen Temperaturen eingetragen, da diese einen besseren Vergleich der einzelnen Stationen ermöglichen und an heißen Sommertagen das Temperaturgefälle in den unteren Schichten stets annähernd adiabatisch ist. Für die Morgen- und Abendbeobachtungen eignen sich die potentiellen Temperaturen weniger. In den Figuren sind ferner die Strömungslinien eingezeichnet; die doppelten Pfeile bezeichnen die warme südöstliche, die einfachen eine kühlere nordöstliche Luftströmung. Die Gebiete, wo zur Zeit der Beobachtungstermine gerade Gewitter wahrgenommen wurden, sind durch Schraffur gekennzeichnet; auf der Mittagskarte ist außerdem die Zone, wo an diesem Tage überhaupt elektrische Entladungen beobachtet wurden, durch besondere Schraffierung angedeutet.



Figur 78. Luftdruck, Wetter, pontentielle Temperatur, Wind, Strömungslinien u. Gewittergebiet am 5. Juni 1910, 14 Uhr sowie Gewitterzone am 5. Juni.



Figur 79.
Luftdruck, Wetter, Temperatur, Wind, Strömungslinien und Gewitterzone am 5. Juni 1910, 21 Uhr.

Wir erkennen (vgl. die Figuren 77, 78 u. 79), daß der tiefste Druck über dem südwestlichen Deutschland lagert und das Barometer von dort aus nach Norden ansteigt; am höchsten steht es über der Nord- und Ostsee. Aus allen 3 Karten ist zu entnehmen, daß zwei verschiedene Luftströmungen vorherrschen: der warme ESE in der östlichen Hälfte und der kühlere NE im westlichen Teil. Die Temperaturverteilung zeigt deutlich einen beträchtlichen Wärmegegensatz beider Luftmassen. Mittags beträgt die Temperatur im Bereich der ESE-Winde allgemein mehr als 30^0, wogegen das Thermometer in den vom nordöstlichen Wind betroffenen Gegenden kaum über 25^0 angestiegen ist und im Bereich der Nord- und Ostsee sogar unterhalb von 20^0 bleibt. Die Konvergenzzone erreicht mittags ihre westlichste Lage etwa am 10. Längengrad. Sie stimmt zu dieser Zeit genau mit der östlichen Begrenzung der Gewitterzone überein. Besonders in den Nachmittagsstunden

entstehen zahlreiche Gewitterzüge längs des 10. Längengrades und pflanzen sich von hier aus in nordwestlicher oder westlicher Richtung fort. Die warme Zone bleibt von Gewittern verschont — von einzelnen lokalen natürlich abgesehen.

Folgender Auszug aus der Zusammenstellung der Gewitterzüge[99]) möge die Bedeutung der Grenzfläche beweisen.

Tabelle 21.

Gewitterentstehung in Westdeutschland am 5. VI. 1910.

a	b	c	d	e	f
Nr.	Zeit d. Entst.	Ort d. Entstehung	Dauer	Zug aus	Geschwindigkeit
1	0 Uhr	Göttinger Wald	3 Std.	SW	30 km/Std.
2	2 ,,	Weser bei Großem Moor und untere Leine	$8\frac{1}{2}$,,	SSE	34 ,,
3	$6\frac{1}{2}$,,	Nordwestliche Lüneburger Heide	$8\frac{1}{2}$,,	SSE	27 ,,
4	$8\frac{3}{4}$,,	Mittlere Hunte, Wietingsmoor	$2\frac{3}{4}$,,	SE	33 ,,
5	14 ,,	Steinhuder Meer	$3\frac{3}{4}$,,	SW	23 ,,
6	$15\frac{1}{4}$,,	Briloner Höhen, südliches Waldeck	$4\frac{1}{2}$,,	ENE	42 ,,
7	$19\frac{1}{4}$,,	Solling, untere Werra	$3\frac{1}{4}$,,	E	45 ,,
8	14 ,,	Obere Fulda, Oberhessen	6 ,,	ENE	42 ,,
9	$19\frac{1}{2}$,,	Astenberg	$2\frac{3}{4}$,,	ESE	37 ,,
10	$14\frac{1}{4}$,,	Voreifel, nordöstlicher Hunsrück	3 ,,	ESE	30 ,,

Wie aus dieser Tabelle hervorgeht, entstehen während des ganzen Tages Gewitter westlich der erwähnten Grenzzone. Während der Nacht hat sich allerdings der SE-Wind stark zurückgezogen; die Gewitterbildung wird dort ausgelöst, wo die warme Luft bereits eine gewisse Höhe erreicht hat. So entstehen die Gewitter gerade im kalten Gebiet. Auch ist der Himmel im Bereich der SE-Winde allgemein heiter, während die NE-Winde Trübung herbeiführen. Im nächsten Beispiel wird die Bedeutung der Grenzflächen noch weiter erörtert werden. Interessant ist, daß an der Konvergenzlinie auch die Stabilität am geringsten ist, wie aus der nachfolgenden Besprechung der Verteilung von Temperatur und Taupunkt hervorgeht.

13. Der Einfluß von Temperatur und Taupunkt auf die Gewitterentstehung.

Um zu prüfen, ob der weiter oben entwickelten Formel (S. 29, Gl. 4) für die Temperatur oberhalb Kondensationshöhe irgendeine Bedeutung zukommt, wurde für den Mittagstermin des 5. Juni der Ausdruck $\vartheta_0 + \frac{3}{2}\tau_0$ berechnet, der in Figur 80 (S. 73) dargestellt ist. Dabei bedeuten ϑ_0 die potentielle Temperatur und τ_0 den Taupunkt. Nach Seite 29, Gl. 4, ist nämlich

$$t = 0{,}4\, t_0 + 0{,}6\, \tau_0 - 0{,}005\, H \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (1).$$

Ist h die Seehöhe der aufgestiegenen Luftmasse und H′ die des Beobachtungsortes, so folgt

$$t = 0{,}4\, t_0 + 0{,}6\, \tau_0 - 0{,}005\, (h - H') \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (2)$$

oder

$$t = 0{,}4\, t_0 + 0{,}6\, \tau_0 - 0{,}005\, h + 0{,}005\, H' \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (3).$$

Für eine Station in Seehöhe gilt

$$t' = 0{,}4\, t_0' + 0{,}6\, \tau_0' - 0{,}005\, h \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (4).$$

Setzt man

$$t_0 \quad t_0' - 0{,}01\, H' \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (5),$$

was in den Mittagsstunden eines warmen Sommertages bei den geringen Seehöhen bis 300 m zulässig ist, so folgt

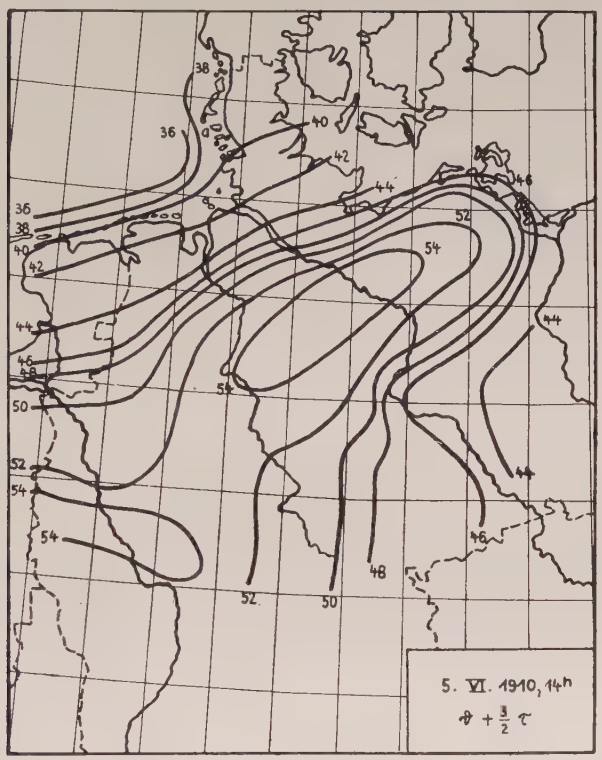
$$t = 0{,}4\, t_0' + 0{,}6\, \tau_0 - 0{,}005\, h + 0{,}001\, H' \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (6).$$

[99]) Th. Arendt, a. a. O., Gewitter 19.0, S. 38

Das letzte Glied kann gegen die anderen vernachlässigt werden, da es bei 300 m erst den Betrag 0,3 erreicht; so erhält man

$$t = 0{,}4\, t_0' + 0{,}6\, \tau_0 - 0{,}005\, h \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (7).$$

Für eine Station in Meereshöhe gilt also Gleichung 4 und für eine in der Höhe Gleichung 7. Bei einem Vergleich beider kommt es nur auf relative Werte an, deshalb können wir das



Figur 80.
Die durch Temperatur und Feuchtigkeit hervorgerufene Stabilität.

Glied 0,005 h fortlassen, wodurch sich für die Stabilität s ein Ausdruck ergibt, der natürlich nur zu einem ganz rohen Überschlag dienen kann:

$$s = 0{,}4\, t_0' + 0{,}6\, \tau_0 \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (8).$$

Dabei ist nach Gl. (5) t_0' die potentielle Temperatur, bezeichnen wir sie jetzt mit ϑ_0, so ist

$$s = 0{,}4\, \vartheta_0 + 0{,}6\, \tau_0 \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (9)$$

und durch Multiplikation der rechten Seite mit 2,5 folgt der zum Rechnen bequemere Ausdruck

$$s = \vartheta_0 + \frac{3}{2}\, \tau_0 \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (10),$$

der es also gestattet, die durch die Temperatur und Feuchtigkeit der unteren Schichten bedingte verschiedene Stabilität der Luftmassen zu vergleichen.

Aus der Karte ersehen wir, daß die Gewitterbildung von unten aus am meisten begünstigt ist auf einem Streifen von Mecklenburg bis zur Eifel. Die Grenzfläche fällt teilweise gerade mit dieser Linie zusammen, wo wir also auch eine rege Gewittertätigkeit beobachten.

Auch läßt sich aus der Figur entnehmen, daß den am 9. Längengrad entstandenen Gewittern eine Fortpflanzung in südwestlicher Richtung am günstigsten ist; in der Tat schlagen die Gewitterzüge 6 und 8 (Tabelle 21) eine solche Richtung ein.

14. Zusammenfassung dieses Beispiels.

Zusammenfassend sei nochmals hervorgehoben, daß die Entstehung der Periode starker Gewittertätigkeit vom 2.—17. Juni 1910 auf primäre Ursachen zurückzuführen ist. Die ersten Tage stehen unter der Einwirkung von Westen vordringender kühlerer Luft, dann bewirkt eine primäre Druckwelle ein Drehen des Windes nach östlichen Richtungen und damit Fortdauer der Hitze. Die meisten Gewitter entstehen an einer Grenzfläche zwischen warmer kontinentaler SE-Luft und kühlerer nordöstlicher Herkunft. Die Stabilität der Wetterlage und vor allem der Grenzflächen bewirken die enorme Länge der Gewitterzeit. Die stationären Verhältnisse sind eine Folge der großen Wärme in Osteuropa und der niedrigen Temperatur im Westen; der dadurch hervorgerufene mächtige SE-Strom an der Nordseite der südlichen Tiefdruckgebiete hält dem Weststrom an deren Äquatorialseite das Gleichgewicht.

B. Die Gewitterperiode vom 28. April bis 1. Mai 1913.

Zur weiteren Untersuchung der Ursachen der Gewitterperioden wurden die Gewitterkarten des Preußischen Meteorologischen Instituts daraufhin durchgesehen, ob sich Fälle finden lassen, wo an mehreren Tagen hintereinander im gleichen Gebiet Gewitter zur Beobachtung gelangen, während zur selben Zeit ein benachbartes verschont bleibt. Es wurde angenommen, daß sich auf diese Weise ein Anhalt über die zur Gewitterbildung führenden Ursachen herausfinden ließ. Ein Beispiel dieser Art bilden die Tage vom 28. April bis 1. Mai 1913.

1. Allgemeine Begrenzung der Gewitterzone.

Das Gebiet der Gewittertätigkeit beschränkte sich im allgemeinen auf die Landstriche zwischen dem 7. und 11. Längengrad[100]). Westlich und östlich dieser Gegend wurden kaum Gewitter beobachtet. Nordsüdlich erstreckt sich die Zone von Jütland bis Bayern durch ganz Deutschland. Die westlichen und östlichen Grenzen sind scharf zu erkennen. Allerdings waren die Gewitter der einzelnen Tage nicht auf die gleichen Ursachen zurückzuführen; die der beiden ersten stimmen in dieser Hinsicht aber überein und auch die folgenden zeigen eine ganze Reihe charakteristischer Gemeinsamkeiten.

Es handelt sich in der Hauptsache wieder um typische SE-Gewitter, die an der Grenzfläche von zwei verschiedenen Luftmassen entstehen und sich nach dem kalten Gebiet fortpflanzen, während das warme von Unwettern ganz verschont bleibt. Zum großen Teil ist von Westen einbrechende Kaltluft an der Entstehung der Gewitter beteiligt. Besonders auffallend ist, daß dieselben vielfach trotz der vordringenden kalten Luft ihr entgegen von SE nach NW ziehen; alle treten in dem schon vom Westwind beherrschten Gebiet ein. Die Ursache dieser Erscheinung ist in dem sehr langsam fortschreitenden Kaltlufteinbruch, den großen Temperaturgegensätzen zwischen Vorder- und Rückseite und dem sehr geringen Druckanstieg bei Einbruch des Kaltluftkörpers zu suchen. In der Höhe entsteht über dem kalten Gebiet ein Luftdruckminimum, und dementsprechend weht der Höhenwind auch dort noch von SE nach NW. Besonders deutlich treten diese Verhältnisse an der Nordseeküste in Erscheinung, wo die recht kalte Nordwestluft am Nachmittag des 30. April einbricht und die Gewittertätigkeit erst am 1. Mai abends beendet wird, während die Temperatur schon unter 8° gesunken war.

2. Vorhergehende Entwicklung der Wetterlage.

Am 21. April 1913 wurde durch die Verlagerung eines Hochdruckkerns nach Mitteleuropa eine schon seit 14 Tagen bestehende Periode kühlen und veränderlichen Wetters

[100]) Nach den in der Gewitterabteilung des Pr. Met. Inst. hergestellten Isobrontenkarten.

beendet. Infolge Ausbildung hohen Luftdrucks über Innerrußland wurden schon einige Tage vorher die atlantischen Depressionen auf ihrem Zuge gen Osten aufgehalten, während die an ihrer Rückseite nachdrängenden Drucksteiggebiete sich um so besser auswirken konnten und so zur Entstehung eines selbständigen Maximums führten. Bald bildet sich eine umfangreiche Hochdruckbrücke von Rußland über die Nord- und Ostseeländer bis zum Azorenhoch aus. Infolge der zunehmenden Erwärmung Mitteleuropas werden dort die Luftmassen bald aufgelockert, wodurch besonders in Frankreich und Südeuropa — den Ländern stärkster Erhitzung — sekundäre Tiefs auftreten, die eine Zugrichtung nach NE einhalten. Durch diese Teilstörungen verliert die Wetterlage vorübergehend ihr einheitliches Gepräge, das aber sofort wieder hergestellt ist, als eine umfangreiche Depression über dem Atlantischen Ozean westlich der Britischen Inseln erscheint. Sie verändert ihre Lage bis Anfang Mai kaum, und da gleichzeitig der hohe Druck über Osteuropa infolge häufiger Kälteeinbrüche vom Karischen und Nördlichen Eismeer aus immer wieder neue Stärkung erfährt und daher seine Lage und Energie nur unwesentlich ändert, besteht über Mitteleuropa ein ostwestliches Druckgefälle mit durchgehend südlicher Luftströmung und heiterem Himmel. Am 26. April dringt die kühlere Ozeanluft vorübergehend nach Deutschland vor, aber mit Druckfall über der Biscaya setzt sich am 27. die einheitliche Südströmung wieder durch. Die Erwärmung nimmt rasch zu und begünstigt erneut die Ausbildung von Teildepressionen über dem Festland, die auf dem Wetterkartenbild als Ausläufer des westlichen Tiefdrucksystems in Erscheinung treten.

3. Die Entwicklung der Wetterlage während der Gewitterperiode.

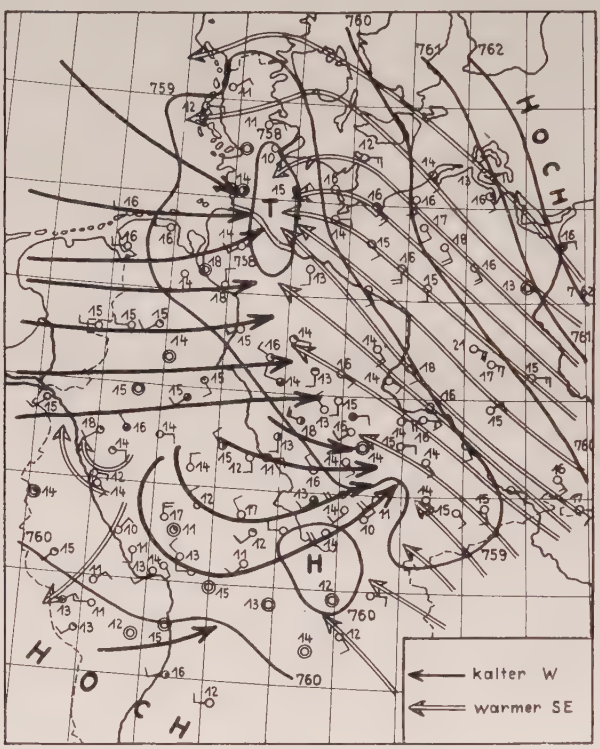
Mit dem Vordringen eines Drucksteiggebiets über Westeuropa, das auch bald auf Mitteleuropa übergreift, erfahren die Druckgegensätze schon am 28., besonders aber am 29. eine allgemeine Abschwächung. Der Gradient ist gering, dafür erscheinen die Ausläufer des atlantischen Tiefs um so ausgeprägter.

Am Morgen des 28. April liegt ein solches Teiltief über dem südlichen Schleswig-Holstein, und eine Tiefdruckfurche erstreckt sich von dort südostwärts bis zum Fichtelgebirge. Sie trennt zwei verschiedene Luftströme: östlich der Weser weht ein warmer südöstlicher Wind, weiter westlich herrscht hingegen eine Luftbewegung aus westlichen Richtungen vor. Dabei ist es aber in den Morgenstunden noch in ganz Deutschland heiter. Erst mit steigender Erwärmung nimmt der kühle Westwind an Stärke zu, so daß sich die Temperaturgegensätze an der Grenzfläche verstärken, wobei gleichzeitig Gewitterbildung einsetzt.

Die Gesamtwetterlage und die Richtung der Konvergenzlinie verändern sich bis zum Abend des folgenden Tages kaum. Die Luftdruck- und Strömungsverteilung ist an beiden Tagen durchaus ähnlich, und damit suchen die Gewitter wieder die gleichen Gebiete wie am Vortage heim. Sie treten zuerst an der Grenzfläche auf und schlagen von hier aus eine mit dem Oberwind nach Nordwesten verlaufende Zugrichtung ein, womit sie in das kühlere Gebiet gelangen. Wir finden die gleiche Erscheinung wie bei dem zuvor behandelten Beispiel: das heiße Gebiet bleibt von Gewittern verschont, während wir starke elektrische Entladungen in der Zone kühler Temperaturen beobachten. Gerade die Nordseeküsten, wo die Mittagstemperaturen kaum 20° überschreiten, werden der Schauplatz heftiger Gewitter, und die Beobachter notierten trotz nordwestlichen Bodenwindes übereinstimmend eine Zugrichtung der Gewitter aus SE.

In der Nacht zum 30. tritt eine Umgestaltung der Wetterlage ein. Der Luftdruck fällt über der westlichen Nordsee, und es erscheint ein Tiefdruckzentrum über Holland. Damit nimmt der SE-Wind zunächst von ganz Norddeutschland Besitz. Aber schon am Nachmittag hat sich der Kern der Depression bis zum Niederrhein verlagert. An ihrer Nordseite stoßen von der Nordsee her erneut kalte Luftmassen südwärts vor, und in den davon erreichten Gebieten kommt es nach erfolgter Abkühlung wieder zu schweren aus Südost heraufziehenden Gewittern. Die kühlen Luftmassen erreichen am Abend den 9. Längengrad, und damit kommt es wieder zu Gewitterbildungen in der gleichen Zone, die schon an den beiden vorhergehenden Tagen davon betroffen wurde.

Der Kälteeinbruch verstärkt sich jetzt rasch und erreicht am Abend des nächsten Tages den 13. Längengrad. Damit verschiebt sich gleichzeitig das Gewittergebiet ostwärts. Im Grenzgebiet der verschiedenen Luftkörper entwickelt sich eine ausgesprochene Furche tiefen Luftdrucks, deren nördlicher Teil fast unverändert über Jütland verharrt, während der südlichere sich rascher ostwärts verlagert. An der Rückseite steigt der Luftdruck unter anhaltenden Regenfällen langsam an, wobei die Temperaturen immer tiefer sinken. Die Gewitterzone beschränkt sich wieder auf das kalte Gebiet und dehnt sich weit westwärts aus. So entladen sich am Abend des 1. Mai noch an der Nordseeküste Gewitter, während die Konvergenzlinie bereits bis zur Ostsee vorgedrungen ist und die Temperaturen auf den



Figur 81.
Luftdruck, Wetter, Temperatur, Wind, Strömungslinien und Gewitterzone am 28. April, 7 Uhr.

Friesischen Inseln unter 10° gesunken sind; und wieder geben die Beobachter eine von Süden nach Norden gerichtete Fortbewegung der Gewitter an.

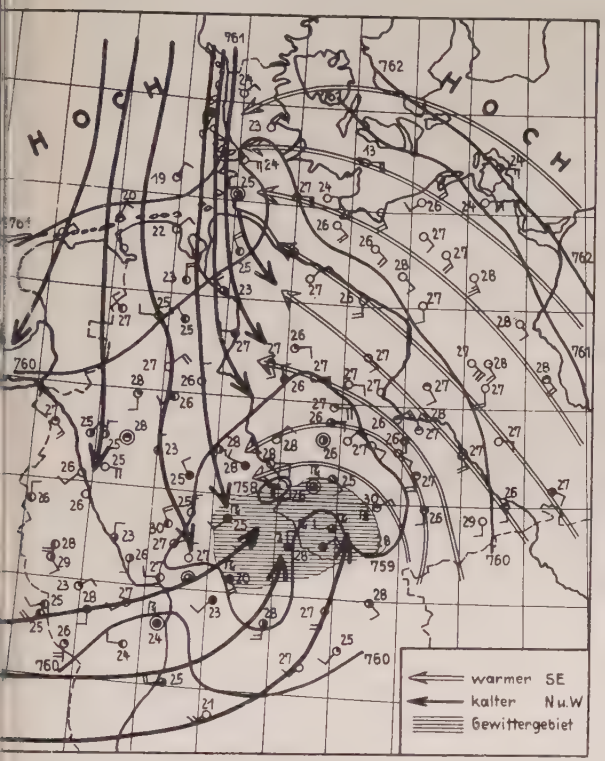
Bis zum 2. Mai hat die kalte Luft sich weiter ostwärts ausgedehnt und damit die Gewittertätigkeit im westlichen Deutschland beendet. Vom 28. April bis zum 1. Mai treten fast in den gleichen Teilen Deutschlands täglich Gewitter auf, während die übrigen Gebiete vollkommen verschont bleiben. Ihre Entstehung ist an allen Tagen auf ähnliche Ursachen zurückzuführen, wenn auch die Wetterlage nicht immer ganz identisch ist.

4. Die Gewitter vom 28. April 1913.

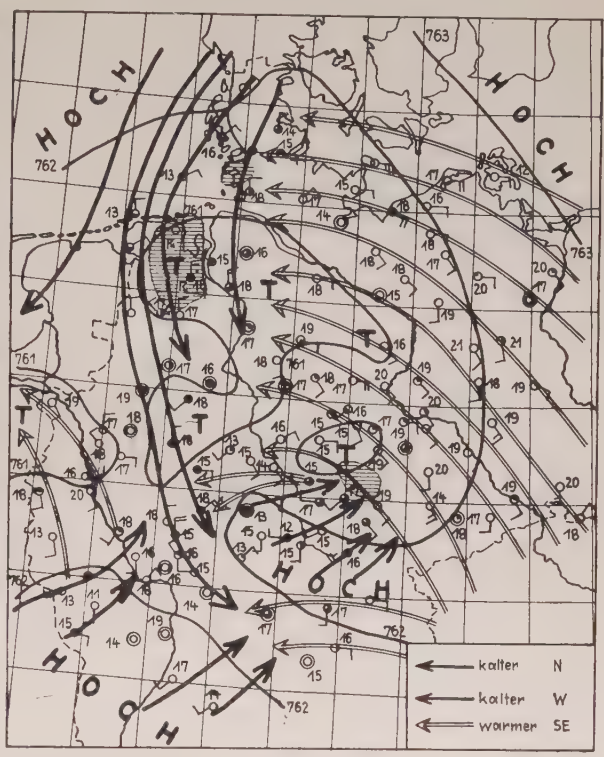
Am 28. April entladen sich die Gewitter in einem dreieckigen Gebiet, dessen Spitze bei den Ostfriesischen Inseln liegt; die Seiten verlaufen von dort parallel dem $7^1/_2$. Längen-

grad nach Süden und südostwärts zum Erzgebirge, die dritte durchquert Süddeutschland. Das Zentrum dieses Bereichs ist in den deutschen Mittelgebirgen zu suchen.

Schon um 6 Uhr morgens werden am Nordwestrand des Harzes Gewitter beobachtet; sie entstehen gerade dort, wo in den Morgenstunden die Grenzfläche zwischen den SE- und NW-Winden liegt (vgl. Figur 81 a. S. 76). In den Mittagsstunden entwickeln sich verbreitete Gewitter im Hunsrück, der Rhön und dem Thüringer Wald. Ein großer Gewitterzug entsteht in Thüringen und steht mit einem Teiltief im Zusammenhang, das sich an gleicher Stelle unmittelbar an der Grenzfläche ausbildet, der es wohl seine Entstehung verdankt (vgl.



Figur 82.
Luftdruck, Wetter, potentielle Temperatur, Wind, Strömungslinien und Gewitterzone am 28. April 1913, 14 Uhr.



Figur 83.
Luftdruck, Wetter, Temperatur, Wind, Strömungslinien und Gewitterzone am 28. April 1913, 21 Uhr.

Figur 82). Seine Zugrichtung ist nach NW gerichtet, parallel der Bewegung der warmen Luft. Die Unwetter bleiben ganz im kalten Gebiet. Im Laufe des Nachmittags bilden sich an der Grenzfläche noch weitere, aber mehr lokale Gewitter aus.

Den Zusammenhang zwischen der Grenzfläche und den Gewittern erkennt man am besten aus den beigegebenen Karten, die die Wetterverhältnisse an den betreffenden Tagen zu den 3 Beobachtungsterminen darstellen. Die Angaben wurden den Monatstabellen der preußischen Stationen entnommen und durch einige Orte Badens[101]), Württembergs[102]), Sachsens[103]) und Bayerns[104]) ergänzt. In bezug auf die Darstellung der Figuren sei auf

[101]) Jahresber. d. Zentralbüros f. Meteorologie u. Hydrographie im Großhzgt. Baden für das Jahr 1913.
[102]) Deutsches Met. Jahrbuch für 1913, Württemberg.
[103]) Deutsches Met. Jahrbuch für 1913, Königr. Sachsen.
[104]) Deutsch. Met. Jahrbuch f. 1913, Bayern.

Seite 71 verwiesen. Es ist lediglich nachzutragen, daß die potentiellen Temperaturen am 29. April ausnahmsweise auch für die Morgen- und Abendkarte verwandt, dagegen an allen anderen Tagen nur den Mittagsbeobachtungen zugrunde gelegt worden sind. Der Luftdruck wurde stets nach den Tabellen von Jordan[105]) auf das Meeresniveau reduziert.

Wir erkennen in Figur 81 deutlich die von der Elbmündung bis zum Erzgebirge reichende Grenzfläche. Es ist gut zu sehen, daß sie durch den Harz verläuft, wo deshalb schon morgens früh Gewitter entstehen konnten. Um 7 Uhr ist Nordwestdeutschland wieder gewitterfrei und der Himmel wieder durchweg heiter.

Auf der nächsten Karte vom Mittag dieses Tages (Figur 82) fällt das umfangreiche Gewitter in Thüringen auf, das sich in unmittelbarer Nähe der Grenzfläche und an der Südostseite eines neu entstandenen Teiltiefs befindet, das um 14 Uhr mit seinem Zentrum südöstlich von Kassel liegt. Der höchste Druck bedeckt die Nord- und Ostsee. Die Lage der Konvergenzlinie hat sich kaum geändert.

Figur 83 zeigt die Verhältnisse am Abend des 28. April. Die Teilstörung hat sich nordwärts bis zur Nordseeküste verlagert, und mit ihr hat der Gewitterzug die gleiche Richtung eingeschlagen; abends hat er den Jadebusen erreicht. Die kalte Luft hat sich im Laufe des Nachmittags nicht weiter ausgedehnt; der $9^1/_2$. Meridian bildet ihre gut erkennbare Grenze. Wir haben es also mit einem gut ausgeprägten Fall annähernd stationärer Verhältnisse zu tun.

Die Nordseeküste hatte mittags nur $20-24^0$ und abends sogar nur $13-17^0$, dabei stand sie während des ganzen Tages unter dem Einfluß kühlen westlichen Windes. Trotzdem wurden gerade dort in den Abendstunden verbreitete Gewitter beobachtet. In Jever entlud sich z. B. ein Gewitter von 18.25—21.30 Uhr, von Süden nach Norden ziehend; Elsfleth hatte elektrische Entladungen von $18^1/_4-19$ Uhr, Oldenburg von 18 Uhr bis nachts ein Gewitter aus Osten.

Der Gewitterzug, der mittags über Thüringen entstand und sich bis zur Nordsee fortpflanzte, war besonders in den Nachmittagsstunden sehr intensiv, wie die Eintragungen des Beobachters von Herford beweisen: „Gewitter^2 aus Südost 18.15—19.20 Uhr, äußerst schwer!" Dabei lag dieser Ort schon mittags im Einflußbereich des Nordwindes (N2). Das weiter östlich gelegene Hannover bleibt dagegen während des ganzen Tages in der Südostwindzone und hatte demgemäß auch kein Gewitter, vielmehr ungestört heiteren Himmel. Für alle Stationen der norddeutschen Tiefebene läßt sich der gleiche Beweis erbringen, daß überall dort, wo der SE-Wind nicht unterbrochen wurde, kein Gewitter zur Entladung kam, und nur dort Unwetter beobachtet wurden, wo der NW vorübergehend oder dauernd zur Herrschaft gelangte.

5. Die Gewitter vom 29. April 1913.

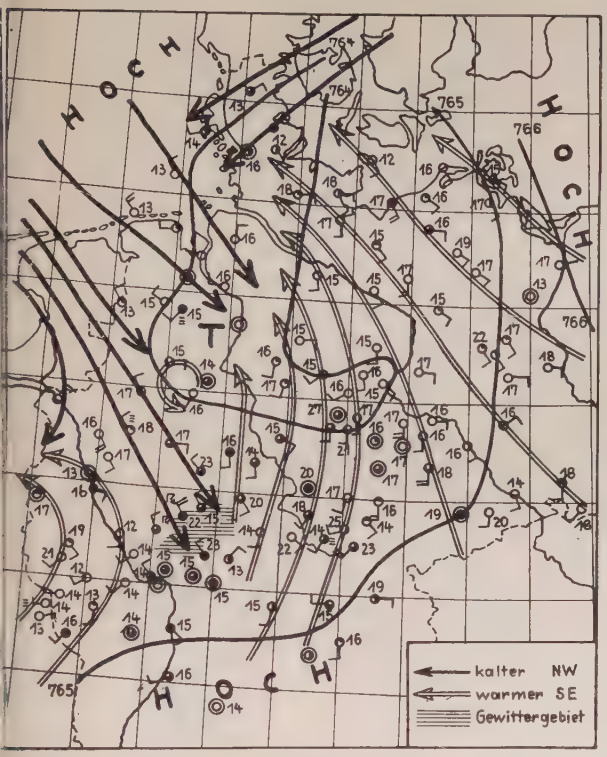
Die Strömungsverhältnisse bleiben bis zum nächsten Morgen stationär. Die Grenzfläche zeigt keinerlei Lagenänderung. Um 7 Uhr (Figur 84 a. S. 79) erstreckt sich der tiefste Druck wieder von Jütland zur mittleren Weser. An ihrer Vorderseite weht bis zum $9^1/_2$. Längengrad warmer Südostwind. Dem von Westen vordringenden kalten Nordwest ist es bereits gelungen, in schmaler Zunge bis zum Taunus vorzustoßen, und es ist sehr interessant, daß gerade dort schon um 7.30 Uhr ein Gewitterzug entsteht. Dieser entwickelt sich bald längs der Grenzfläche zu einer breiten Front, die sich von Mitteldeutschland aus rasch nordwestwärts ausbreitet — also entgegen der Richtung des Kaltlufteinbruchs.

Mittags 14 Uhr (Figur 85) hat er schon das Münsterland erreicht und sucht Norddeutschland von der holländischen Grenze bis zur Weser heim. Wir finden ihn wieder westlich der schon so oft erwähnten Grenzfläche, im kalten Gebiet. Sehr schön tritt der das Gewitter begleitende Druckanstieg hervor: in Herford und Gütersloh steht das Barometer fast 2 mm höher, als in den nicht vom Unwetter betroffenen Gegenden. Dem Gewitter voraus geht

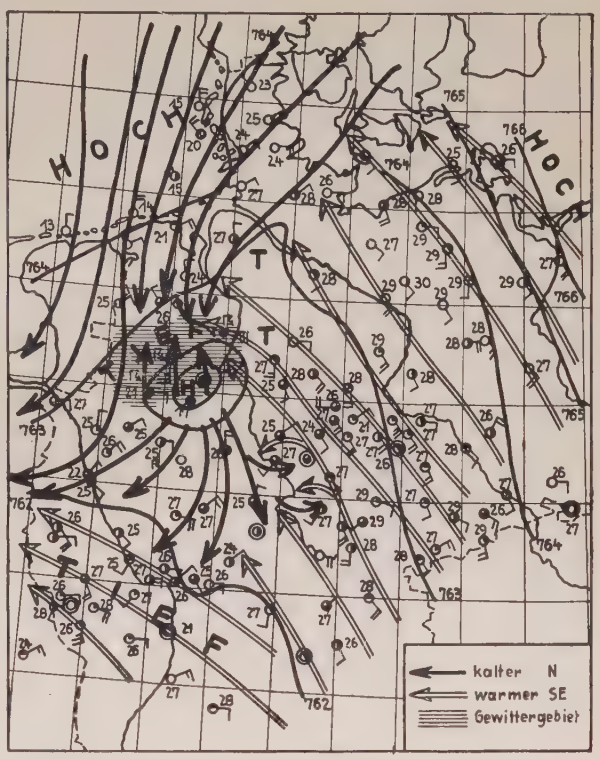
[105]) Jordan-Hammer, Barometrische Höhentafeln, 3. Aufl. (Stuttgart 1917).

wieder ein kleines Luftdruckminimum. Im Bereich der Nordsee ist es noch kühler als am Vortag, auf See ist die Temperatur nicht über 15° gestiegen.

Trotzdem ist das Gewitter bis zur Deutschen Bucht gezogen (Fig. 86). Die Grenzfläche zeigt auch am Abend kaum eine Änderung ihrer Lage. Es bereitet sich aber die schon weiter oben besprochene Änderung in der Luftdruckverteilung vor. Das Barometer zeigt nämlich im Westen des Kartenbildes fallende Tendenz, wodurch der Nordwestwind über Holland westwärts abgelenkt wird und auch über Deutschland an Einfluß verliert. Der höchste Druck lagert unverändert im Osten.



Figur 84.
Luftdruck, Wetter, potentielle Temperatur, Wind, Strömungslinien und Gewitterzone am 29. April 1913, 8 Uhr.



Figur 85.
Luftdruck, Wetter, potentielle Temperatur, Wind, Strömungslinien und Gewitterzone am 29. April 1913, 14 Uhr.

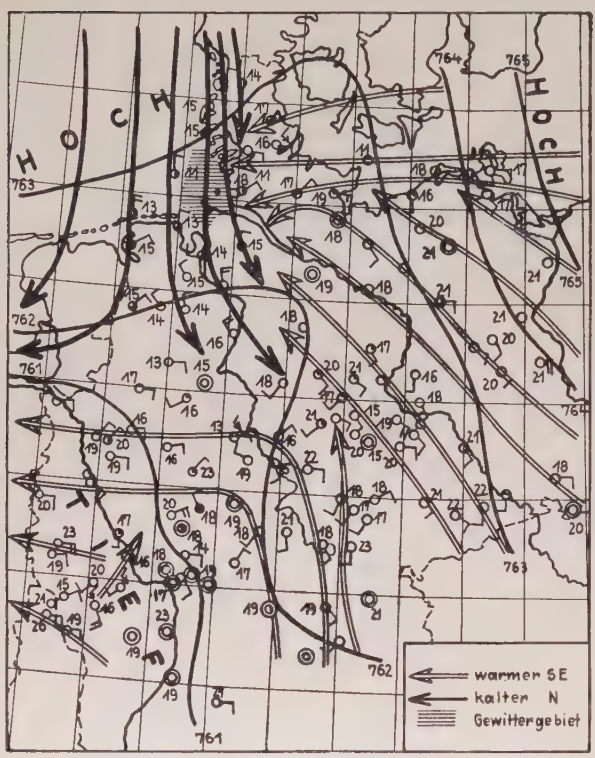
6. Die Gewitter vom 30. April 1913.

Bis zum nächsten Morgen (Fig. 87) hat sich die Umgestaltung in der Luftdruckverteilung vollzogen. Der tiefste Druck befindet sich westlich der deutschen Grenze, demgemäß wird ganz Deutschland von warmen südöstlichen Winden überweht. Der Himmel ist allgemein wolkenlos, und die Temperaturen liegen schon morgens sehr hoch. Einige Druckunregelmäßigkeiten scheinen von untergeordneter Bedeutung. Für die Entstehung von Wärmegewittern müßte diese Wetterlage der höheren Temperatur wegen günstiger sein, aber nichts Derartiges ist zu bemerken.

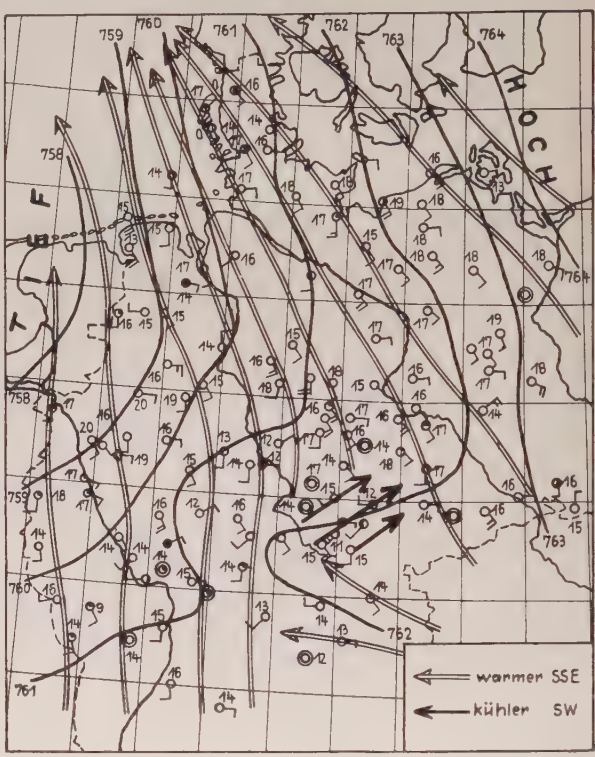
Auf Figur 88, die die Verhältnisse am Mittag des genannten Tages darstellt, tritt lediglich ein Gewitter am Niederrhein und der holländischen Grenze in Erscheinung. Sonst ist ganz Deutschland noch gewitterfrei, trotz der für die Jahreszeit außerordentlich großen Wärme, die die des Vortages noch überschreitet; potentielle Temperaturen über 30° sind

keine Seltenheit. Aber es fehlt die Grenzfläche! Nur im engsten Küstengebiet tritt ein Einbruch des Seewindes in Erscheinung. Der Hauptunterschied gegen die beiden Vortage ist also, daß die Konvergenzzone verschwunden ist — oder vielmehr nur den äußersten Westen des Reiches einnimmt.

Im Laufe des Nachmittags schreitet die holländische Depression bis zur unteren Ruhr fort. An ihrer Nordseite erfolgt wieder der übliche Einbruch kalter Nordseeluft, die bereits bis zum Ruhrgebiet vorgestoßen und kurz vor der Wesermündung angelangt ist; und sofort tritt (Figur 89) ein großes Gewittergebiet gerade in dem von der Kaltluft überwehten Ge-



Figur 86.
Luftdruck, Wetter, potentielle Temperatur, Wind, Strömungslinien und Gewitterzone am 29. April 1913, 21 Uhr.



Figur 87.
Luftdruck, Wetter, Temperatur, Wind, Strömungslinien und Gewitterzone am 30. April 1913, 7 Uhr.

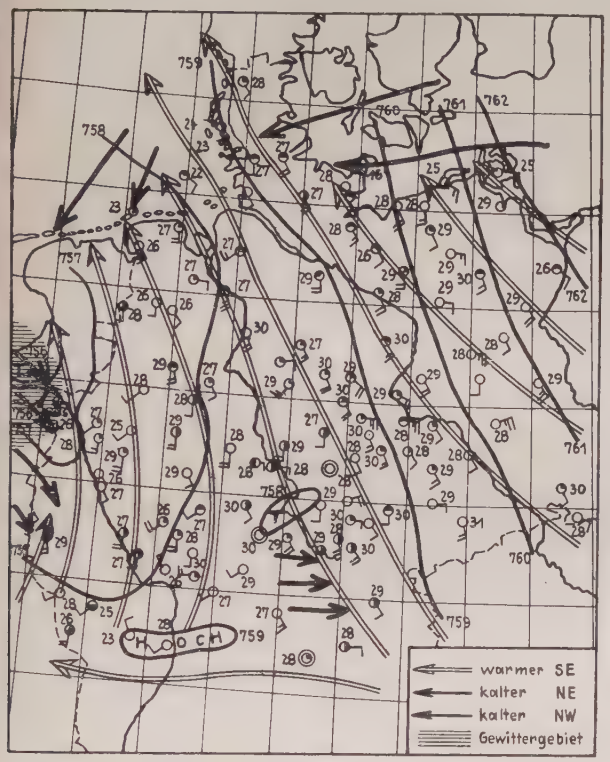
lände in Erscheinung. In der warmen Zone wurden auch am Nachmittag keine elektrischen Entladungen beobachtet.

Was die im Nordseegebiet auftretenden Gewitter anbelangt, so muß wieder besonders hervorgehoben werden, daß sie nach erfolgtem Kaltlufteinbruch abermals aus südlichen bis südöstlichen Richtungen heraufziehen. Als Beleg dafür mögen die Beobachtungen von Emden dienen, das abends schon weit in den Bereich der kühlen Luft hineinragt. Dort gelangte von 18—19½ Uhr ein Gewitter aus Süd zur Beobachtung und von 20 Uhr bis nachts aus Südost! In Oldenburg, das um 21 Uhr dicht westlich der Grenzfläche liegt, wird der erste Donner eines aus Süd heraufziehenden Gewitters um 21.32 Uhr wahrgenommen, das erst um 23.33 Uhr sein Ende erreichte.

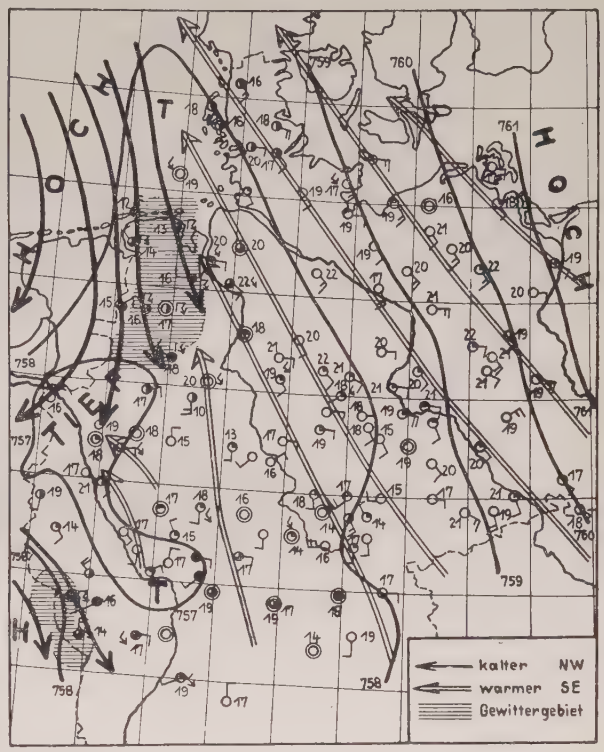
7. Die Gewitter vom 1. Mai 1913.

Im Laufe der Nacht dringt die kalte Luft bis zur Weser vor. Am nächsten Morgen (Figur 90) erstreckt sich der tiefste Druck von der Deutschen Bucht bis zum Oberlauf der

Weser. Er bildet die Grenze der fortdauernd warmen Südostströmung mit kalter nördlicher oder westlicher Luftbewegung. Der Temperaturgegensatz hat sich verstärkt; die Morgentemperaturen erreichen in der Lüneburger Heide schon 20^0 und überschreiten im Westen kaum 10^0. Schon während der Nacht zogen schwere Gewitter über die Nordfriesischen Inseln, deren letzte Ausläufer wir in den Morgenstunden in der Nähe von Sylt finden, während sich gleichzeitig ein weiterer Gewitterzug über dem Jadebusen entladet. Jever wurde um $7^1/_2$ Uhr von einem mäßigen Gewitter heimgesucht bei Westwind, Stärke 2, und es ist bemerkenswert, daß der Beobachter ausdrücklich hervorhebt: „Wolkenzug aus Süd", eine



Figur 88.
Luftdruck, Wetter, potentielle Temperatur, Wind, Strömungslinien und Gewitterzone am 30. April 1913, 14 Uhr

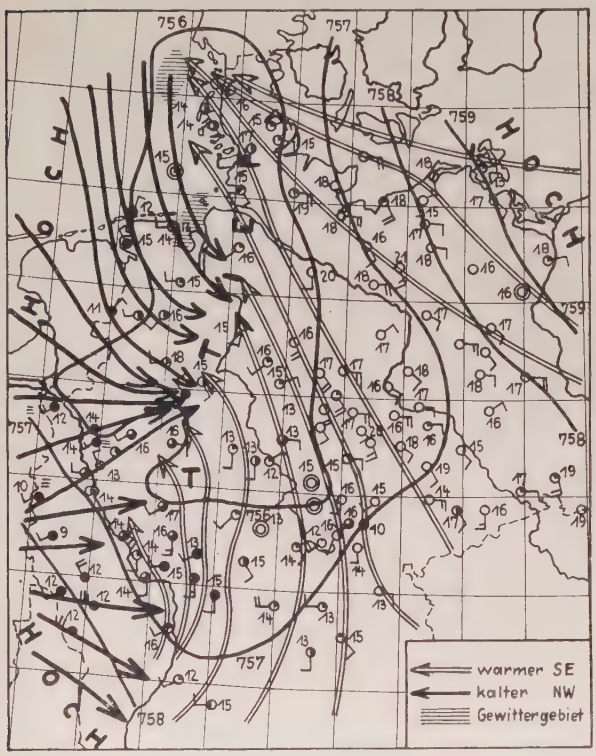


Figur 89.
Luftdruck, Wetter, Temperatur, Wind, Strömungslinien und Gewitterzone am 30. April 1913, 21 Uhr.

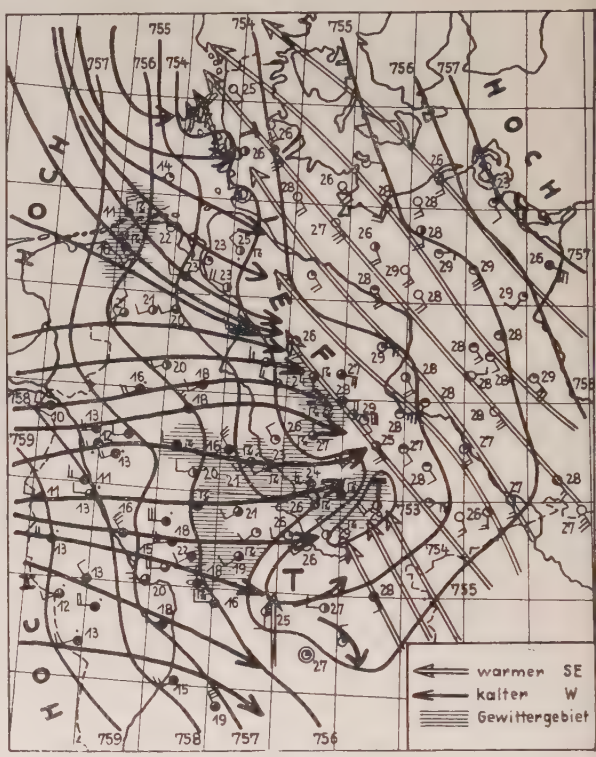
Tatsache, die offenbar für den ganzen Tag gilt, denn obwohl diese Station fortgesetzt unter dem Einfluß des immer kältere Luftmassen heranschaffenden Nordwests steht und die Temperatur abends bis auf $9{,}5^0$ gesunken ist — wobei die Grenzfläche schon mehr als 150 km entfernt liegt —, gelangt noch ein aus Süd heraufziehendes Gewitter von 20.25 Uhr bis 21.45 zur Beobachtung!

Aus Figur 91 geht hervor, daß die kalte Luft in den Mittagsstunden die Weser überschritten hat. In ihrem Bereich ist der Luftdruck gestiegen, wodurch sich der Druckgegensatz und der Herantransport sehr kalter Luft verstärkt hat. Ausgedehnte Gewitter begleiten ihren Einbruch besonders im Mittelgebirge, aber auch an der Nordseeküste entladen sich mittags wieder aus SE heraufziehende Gewitter (Emden $12^3/_4$ - $13^1/_4$ Uhr Gewitter aus SE nach NE). Die Gewitter weiter südlich zeigen eine unterschiedliche Fortpflanzungsrichtung, eine solche aus SE überwiegt aber bei weitem. Im Warmluftsektor ist der Himmel allgemein wolkenlos und die Schönwetterlage kaum gestört. In Thüringen hat sich an der Konvergenzlinie ein Teiltief entwickelt; die Tiefdruckfurche hat sich überhaupt allenthalben verstärkt, was bei dem vergrößerten Temperaturgegensatz nicht zu verwundern ist.

Im Laufe des Nachmittags vermag sich die Grenzfläche bei noch weiter gesteigertem Wärmegegensatz und allmählich zunehmendem Druckanstieg im Westen besonders in ihren mittleren Teilen rascher ostwärts auszudehnen. Abends (Figur 92) erstreckt sie sich vom mittleren Schleswig durch die Lübecker Bucht nach Mecklenburg und verläuft von dort südostwärts nach Sachsen. Die Windscheide ist sehr gut ausgeprägt und erreicht vielfach 180°. Der warme Ost- und kalte Weststrom prallen unmittelbar aufeinander. Das ausgedehnteste Gewittergebiet finden wir im Elbtal von Magdeburg bis Hamburg. Wieder entladen sich die Unwetter ausnahmslos in den bereits von der Westluft erfaßten Land-



Figur 90.
Luftdruck, Wetter, Temperatur, Wind, Strömungslinien und Gewitterzone am 1. Mai 1913, 7 Uhr.

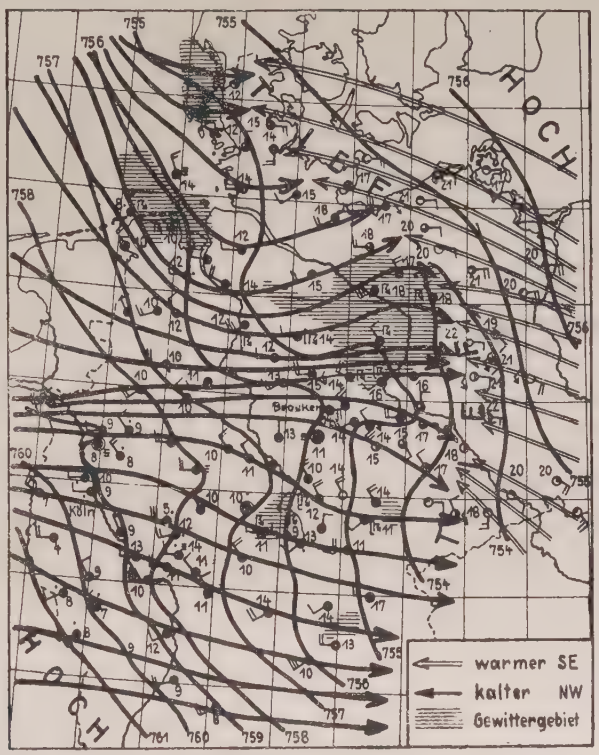


Figur 91.
Luftdruck, Wetter, potentielle Temperatur, Wind, Strömungslinien und Gewitterzone am 1. Mai 1913, 14 Uhr.

strichen. Besonders interessant ist auch, daß im Mitteldeutschen Bergland, das in den unteren Schichten schon ganz von der Kaltluft überschwemmt ist und wo die Temperatur allgemein auf 10° herabgegangen ist, noch kleinere Gewitterherde in Erscheinung treten. Von den bei den West- und Ostfriesischen Inseln noch beobachteten Gewittern wurde bereits kurz gesprochen. Es sei aber nochmals ausdrücklich erwähnt, daß in Norderney noch abends von 20.40—21.15 Uhr ein Gewitter beobachtet wurde, obwohl die Messungen um 14 Uhr nur 10,9° bei NNW4 und um 21 Uhr NNW4 bei 8,4° ergaben. Auch bei den Nordfriesischen Inseln zeigt sich die gleiche Erscheinung: Westerland beobachtete ein aus Ost über Südost nach Südwest ziehendes Gewitter von $18^1/_2$—21 Uhr und hatte zur Zeit des dritten Beobachtungstermins nur 9° bei schwachem Westwind.

Ein Beweis für die Theorie des Aufgleitens der warmen Luft über die kältere sind die Beobachtungen vom Brocken. Dieser befand sich am Abend des 1. Mai schon 150 km westlich der Grenzfläche, aber nicht weit vom mittelelbischen Gewitter entfernt. Die ganze

ihn umgebende Niederung war von der Kaltluft überflutet und meldete Temperaturen von etwa 15° potentiell bei schwachen bis frischen westlichen oder nordwestlichen Winden; auf dem Brocken hingegen wehte zur gleichen Zeit ein Ostwind, Stärke 4, bei einer potentiellen Temperatur von 21 Grad. Auch die Feuchtigkeit betrug oben nur 73%, in Wasserleben hingegen 88% und in Klausthal sogar 94%. Hieraus geht wohl klar hervor, daß der Ostwind sogar noch 150 km westlich der Grenzfläche schon in einer Höhe von 1000 m anzutreffen war, und dies erklärt die Tatsache, daß sich die Gewittertätigkeit so weit in das kalte Gebiet ausdehnte.



Figur 92.
Luftdruck, Wetter, Temperatur, Wind, Strömungslinien und Gewitterzone am 1. Mai 1913, 21 Uhr.

Die Gewitterperiode vom 28. IV.—1. V. 1913 läßt die enorme Bedeutung der Grenzfläche für die Gewitterentstehung erkennen, und sie zeigt deutlich, daß sich die elektrischen Entladungen sehr weit in das kühle Gebiet erstrecken können, in welches sie mit der warmen Oberströmung gelangen, die zweifellos über die kalte Luft aufgleitet (vergl. S. 34). Die Gewitter gehören dem Typus 3 an, indem sie bei nordwestlichem Bodenwind aus südlichen Richtungen heraufziehen. Im folgenden Abschnitt soll die Neigung der Grenzfläche berechnet werden.

8. Die Neigung der Grenzfläche

Aus der eben erwähnten Beobachtung des meteorologischen Observatoriums auf dem Brocken läßt sich ein ungefährer Anhalt über die Neigung der Grenzfläche gewinnen. Die Entfernung von ihr betrug am 1. Mai, 21 Uhr, 170 km. Unter der Voraussetzung, daß der Ostwind bis zu 1000 m herabreichte, ergibt sich als Tangens des Neigungswinkels α

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{1}{170} = 0{,}0058.$$

Der zugehörige Wert des Winkels ergibt sich zu

$$\alpha = 20 \text{ Minuten.}$$

Dieser Betrag entspricht durchaus den bisher beobachteten, v. Ficker[106]) gibt als durchschnittlichen Betrag 1—20 Minuten an. Demnach liegt unser Wert an der oberen Grenze, die Neigung war also verhältnismäßig steil.

Die Entfernung der Ostfriesischen Inseln von der Konvergenzlinie betrug zur gleichen Zeit etwa 180 km, und so ist es nicht weiter verwunderlich, daß dort noch aus Osten ziehende Gewitter zur Beobachtung gelangen konnten, denn die Verhältnisse waren ähnlich wie auf dem Brocken. Bei diesem stand das Barometer 2 mm höher als in der Tiefdruckfurche, und um denselben Betrag war der Luftdruck an der Nordseeküste größer als an der Grenzfläche über Jütland. Die Differenz der Bodentemperaturen betrug zwischen Harz und Sachsen etwa 8° und erreichte den gleichen Betrag zwischen Norderney und der Ostseeküste. Auf Grund dieser gleichartigen Verhältnisse sind wir also berechtigt anzunehmen, daß auch an der Nordseeküste der Südostwind schon in 1000 m Höhe noch anhielt (vergl. auch die Berechnung der Luftdruckverteilung in 1 km Höhe a. S. 87 ff. und Figur 95). Damit ist die Möglichkeit zur Gewitterbildung durchaus gegeben.

Berechnet man nach der Margulesschen Gleichung den Neigungswinkel der Grenzfläche unter der Voraussetzung stationärer Verhältnisse und unter der Annahme einer mittäglichen Temperaturdifferenz beider Luftmassen von 10° — ein Wert, der dem tatsächlichen Zustand am besten gerecht wird — sowie einer Geschwindigkeit des Südostwindes von 10 m pro Sekunde und einer solchen des Nordweststromes von 6 m, so erhält man, da

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{-2\omega \sin\varphi \; (v_1 T_2 - v_2 T_1)}{g\,(T_2 - T_1)},$$

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{-14{,}6 \sin 52^0 \cdot (600 \cdot 302 - 1000 \cdot 292)}{981 \cdot 10 \cdot 10^5},$$

$\lg \operatorname{tg} \alpha = 0{,}1131 - 3$ und schließlich

$$\alpha = 5'$$

unter Zugrundelegung einer Winkelgeschwindigkeit der Erde von $7{,}29 \cdot 10^{-5}$ sec $^{-1}$, einer Erdbeschleunigung von 981 cm sec^{-2} und einer geographischen Breite von 52°.

Aus diesem für den Neigungswinkel berechneten Wert ersehen wir, daß der Zustand in den Mittagsstunden dieses Tages nicht stationär sein konnte; die kalte Luft mußte sich wegen ihrer stärkeren Neigung ostwärts ausbreiten, und die Beobachtungen bestätigen diese theoretische Forderung.

In den Abendstunden schwächte sich der Temperaturgegensatz wesentlich ab, da in der Ostwindzone bei heiterem Himmel die Ausstrahlung wirkte, die bei der großen Bewölkung westlich der Grenzlinie fehlte. Unter der Annahme einer nächtlichen Temperaturdifferenz von 3° würde nach der eben angegebenen Formel bei sonst gleichartigen Verhältnissen dem stationären Zustand ein Neigungswinkel von 16′ entsprechen. Dieser Wert stimmt annähernd mit dem beobachteten überein, und damit in Einklang steht die Tatsache, daß die Ostwärtsverlagerung der Konvergenzlinie im Laufe der Nacht vollkommen zum Stillstand kommt. Während sie am Abend schon kurz vor Berlin angelangt war, erreichte sie die Hauptstadt erst in den Morgenstunden des folgenden Tages.

Beobachtungen und Theorie stimmen also vollkommen überein. Aus beiden läßt sich mit ziemlicher Sicherheit eine Neigung der Grenzfläche von 20′ folgern. Aus dieser Größe läßt sich natürlich ein Schluß ziehen über die Höhe der Windscheide an jedem Orte. Da die aufgleitende Luft in ihrer Schichtung nach Seite 34 labiler wird, so wollen wir im folgenden versuchen, ob sich auf diese Weise die Entstehung der Gewitter erklären läßt.

9. Die Stabilitätsverhältnisse und die Entstehung der Gewitter.

Vor der Konvergenzlinie ist die Luft vollkommen stabil geschichtet, wie ein Vergleich der mittleren Zustandskurve vom 28. IV. bis 1. V. 1913 mit der mittleren Adiabaten ergibt.

[106]) H. v. Ficker, in Müller-Pouillet, Lehrbuch d. Physik V, 1, S. 79 (Braunschweig 1928).

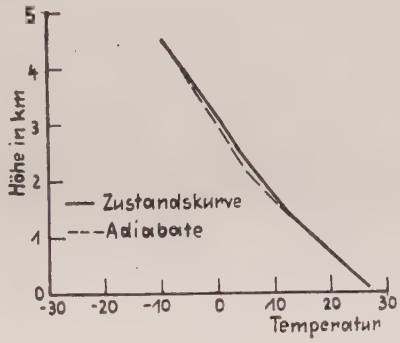
Lindenberg liegt nämlich an sämtlichen Tagen in der Südostwindzone. Die Berechnung ist in Tabelle 22 dargestellt[107]) und der besseren Anschauung möge Figur 93 dienen.

Tabelle 22.

Die Temperatur über Lindenberg vom 28. IV.—1. V. 1913.

a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k	l	m
		Höhe in km										Rel.
Tag	Zeit	0,1	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	Feuchte
28. IV.	13—16	26	21	17	12	8	5	2	—1	—5	—9	35
29. IV.	14—16	26	21	17	13	8	5	1	—2	—	—	41
30. IV.	14—16	26	22	17	12	8	4	1	—2	—	—	27
1. V.	14—16	26	22	16	12	7	2	—1	—4	—7	—	24
	Mittel:	26,0	21,5	16,7	12,2	7,7	4,0	0,7	—2,2	—6	—9	32
	Adiabate:	26,0	22,2	17,3	12,4	7,5	3,2	0,4	—2,1	—5,1	—8,2	

Auch in großer Höhe erreicht eine aufsteigende Luftmasse nicht einmal einen Wärmeüberschuß und zwischen 2 und 3 km ist sie kälter. In Übereinstimmung damit werden im



Figur 93.

Zustandskurve und Adiabate zu Lindenberg vom 28. IV. — 1. V. 1913.

warmen Gebiet keine Gewitter beobachtet. Die Kondensationshöhe lag im Mittel bei 2350 m und einer Temperatur von 4°, die relative Feuchtigkeit (Spalte m der Tabelle 22) betrug mittags im Durchschnitt nur 32%, war also während der ganzen Zeit besonders gering.

Gleitet nun die stabil geschichtete SE-Strömung an der Grenzfläche auf, so wird sie im ganzen gehoben; wegen der in allen Schichten niedrigen Feuchtigkeit wird zunächst nirgends Kondensation eintreten. Wie aus Tabelle 22 hervorgeht, herrschte in der SE-Luft durchschnittlich bis 1.5 km Höhe adiabatisches Gefälle. Darüber ist die mittlere vertikale Temperaturabnahme geringer, aber doch stärker als dem feuchtadiabatischen Zustand entsprechen würde. Setzt man voraus, daß die Warmluft in allen Höhen in annähernd parallelen Bahnen über die Kaltluft aufgleitet, so muß oberhalb der Grenze des adiabatischen Gefälles eine Abkühlung eintreten, da sich ja die aufgleitende Luft um 1 Grad pro 100 m abkühlt. Beträgt die Hebung zum Beispiel 100 m, so leuchtet ein, daß in unserem Beispiel dann bis zu 1600 m adiabatischer Gradient herrschen muß, bei Hebung um 1000 m bis 2500 m Höhe. Die Zustandsänderungskurve erfährt bei diesem Prozeß aber keine Änderung, da es gleich ist, ob ein Luftteilchen vor der Grenzfläche oder erst längs der Windscheide und

[107]) Ergebnisse der Arbeiten d. Kgl. Pr. Observatoriums in Lindenberg im Jahre 1913, Bd. IX.

dann senkrecht nach oben hochsteigt. Von den Verhältnissen in der unteren Kaltluft sehen wir vollkommen ab.

Hebung um 850 m genügt in unserem Falle, um in der Warmluft bis zur Kondensationshöhe einer von unten aufsteigenden Luftmasse adiabatisches Gefälle hervorzurufen, und da oberhalb der Kondensationsgrenze die Temperaturabnahme größer als pseudoadiabatisch ist, ist die Warmluft dann in sich instabil geschichtet, und es kann zu einem vollkommenen Umsturz kommen.

Nun ist aber zu berücksichtigen, daß kurz vor der Grenzfläche — wohl infolge zyklonaler Luftbewegung — eine Abkühlung der oberen Schichten zu beobachten ist, was der Aufstieg zu Lindenberg vom 1. V. (kurz vor der Windscheide) andeutet (Tabelle 23).

Tabelle 23.

Aufstieg über Lindenberg am 1. V. 1913, 2.25—4.30 Uhr, nachm.

a	b	c	d	e	f	g	h	i
Zeit	Höhe (km)	Temp.	Temp. unten	Windrichtung	Windstärke m/sec	Temp.-Mittel aus Auf- u. Abst.	Adiabate	Temperat. nach Hebung d. Warmluft um 500 m
2^{25}	0,1	—	26,9	SE	10	26,2	26,2	—
2^{28}	0,5	22,1		SEzS	15	21,7	22,4	—
2^{34}	1,0	16,9		,,	13	16,5	17,5	16,7
2^{44}	1,5	11,5		,,	13	11,8	12,6	11,5
3^{12}	1,5	12,0	26,7	,,	13	—	—	—
3^{15}	2,0	7,8		,,	12	7,3	7,7	6,8
3^{27}	2,5	2,5	26,1	,,	13	2,1	2,7	2,3
3^{43}	3,0	—1,0		,,	13	—1,0	—1,5	—2,9
3^{50}	3,5	—3,8	26,3	,,	13	—4,1	—4,3	—6,0
3^{55}	4,0	—7,1		SSE	13	—7,2	—7,3	—9,1
3^{57}	4,03	—7,6		,,	13			
3^{58}	4,0	—7,3		,,	13			
4^{06}	3,5	—4,5		,,	13			
4^{09}	3,0	—1,1		,,	13			
4^{14}	2,5	1,8		,,	13			
4^{17}	2,0	6,8	26,0	,,	12			
4^{21}	1,5	11,8		SEzS	13			
4^{24}	1,0	16,0		,,	13			
4^{27}	0,5	21,2		,,	14			
4^{30}	0,1	—	25,5 (1—2 cu, cis)	SE	13—14			

Die Kondensationshöhe lag bei 2850 m und —0,7 Grad, die Feuchtigkeit betrug nur 24% (siehe Tabelle 22). Die Schichtung war stabil, obwohl bis zu 2,5 km Höhe adiabatisches Gefälle herrschte. In diesem Falle genügt eine Hebung um 350 m, um bis zur Kondensationsgrenze einen adiabatischen Temperaturgradienten zu erzeugen und damit die Schichtung in eine feuchtlabile überzuführen.

In der Höhe tritt natürlich überall bei diesem Prozeß Abkühlung ein, da sich nun z. B. in 3500 m Luftmassen befinden, die vorher eine Höhenlage von 3150 m einnahmen und sich bis 3,5 km adiabatisch um 3,5 Grad abgekühlt haben, das tatsächliche Temperaturgefälle in diesem Niveau aber kleiner war. In der letzten Spalte der Tabelle 23 sind zur Erläuterung noch die Temperaturen eingetragen, die in der Warmluft nach erfolgter Hebung um 500 m herrschen würden, und die man erhält, wenn man in jedem Niveau die Temperatur berechnet

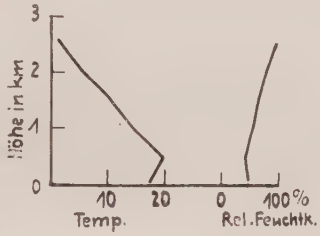
durch Abzug von 5 Grad von der Wärme, die ursprünglich 500 m tiefer beobachtet wurde. Man erkennt die bei 500 m Hebung bereits eingetretene vollständige Feuchtlabilität[108]).

Wir wollen versuchen, dies Ergebnis mit den Beobachtungen zu vergleichen. Nach dem vorhergehenden Abschnitt (a. S. 83) steigt die Grenzfläche auf 170 km um 1000 m an. Am Abend des 1. Mai lag nach Figur 92 das Zentrum der Gewitterfront etwa 50 km östlich der Konvergenzlinie, dort ist eine Höhe der Windscheide von

$$\frac{50 \cdot 1000}{170} = 300 \text{ m}$$

anzunehmen, ein Resultat, das mit der theoretischen Berechnung übereinstimmt. Allerdings haben sich abends die untersten Schichten abgekühlt, und die für den Mittag ausgeführte Rechnung ist deshalb nicht mehr streng gültig; es ist aber zu bedenken, daß schon in 500 m Erhebung die nächtliche Ausstrahlung kaum gewirkt hat (vgl. Figur 94 u. Tabelle 23), und unter Zugrundelegung dieser Höhe als Ausgangsniveau das Rechenergebnis sich nur wenig ändert. Man kann also feststellen, daß die Gewitterbildung dort einsetzt, wo die aufsteigende Luft aus der stabilen in die labile Schichtung übergeht und ein Umsturz ermöglicht wird.

Sehr interessant ist noch ein Aufstieg zu Lindenberg, der am 1. Mai von 21—23 Uhr ausgeführt wurde — und in Figur 94 dargestellt ist — als Wetterleuchten im SW bis WNW zu beobachten war. Die Witterung zur Zeit des Aufstiegs war: anfangs 3^1 astr., am Schluß 5^1 strcu., $\lesssim$ im SW—WNW.



Figur 94. Zustandskurven zu Lindenberg am 1. V. 1913, 22 Uhr.

Wir erkennen eine starke Zunahme der Feuchtigkeit mit der Höhe, und die Stabilität ist demnach wesentlich geringer geworden. Über der Boden-Inversion hat sich das Temperaturgefälle seit dem Nachmittag kaum geändert. Die Luft scheint in der Höhe bereits eine aufsteigende Komponente zu haben, worauf man besonders aus der zunehmenden Bewölkung schließen kann.

10. Berechnung der Luftdruckverteilung in 1000 m Höhe.

Zum Schluß soll noch versucht werden, die in der Höhe bestehende Luftdruckverteilung auf Grund der Bodenbeobachtungen zu berechnen. Allerdings ist die Annahme der in der Atmosphäre herrschenden Mitteltemperatur ziemlich willkürlich, da infolge fehlender Aufstiege eine genauere Berücksichtigung der tatsächlichen Verhältnisse unmöglich ist. Deshalb genügt ein Überschlag.

Wir gehen von der barometrischen Höhenformel in der Form

$$\lg p = \lg p_0 - \frac{g z}{R T_m} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (1)$$

aus, wo p der Luftdruck in der Höhe z, p_0 jener am Boden, R die Gaskonstante, g die Schwerebeschleunigung und T_m die Mitteltemperatur der betrachteten Luftsäule sind. Für 2 Stationen 1 u. 2 mit dem gleichen Bodendruck p_0 gelten die Gleichungen:

[108]) Dabei ist die durch den Aufstieg bewirkte Streckung der Luftmassen nicht berücksichtigt worden. Sie bewirkt eine noch stärkere Zunahme der Labilität.

$$\lg p_1 = \lg p_0 - \frac{g\,z}{R\,T_{m_1}} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (2)$$

und

$$\lg p_2 = \lg p_0 - \frac{g\,z}{R\,T_{m_2}} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (3);$$

durch Subtraktion der Gl. (3) von (2) folgt:

$$\lg \left(\frac{p_1}{p_2}\right) = \frac{g\,z}{R}\left(\frac{T_{m_1} - T_{m_2}}{T_{m_1} \cdot T_{m_2}}\right) \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (4).$$

Nun sei $p_1 - p_2 = dp$

und $T_{m_1} - T_{m_2} = dT,$

so ist

$$\lg \left(1 + \frac{dp}{p_2}\right) = \frac{g\,z}{R}\left(\frac{dT}{T_{m_1} \cdot T_{m_2}}\right) \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (5)$$

oder

$$\frac{dp}{p_2} = \frac{g\,z}{R}\left(\frac{dT}{T_{m_1} \cdot T_{m_2}}\right) \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (6).$$

Näherungsweise kann man auch schreiben:

$$dp = \frac{p_2 \cdot g \cdot z \cdot dT}{R \cdot T^2} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (7),$$

wo T ein Mittelwert von T_{m_1} und T_{m_2} sei. Durch Einsetzen der entsprechenden Werte folgt

$$dp = \frac{z \cdot p_2 \cdot dT}{30\,T^2} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (8).$$

Setzen wir $z = 1000$, $T = 290$ und $p_2 = 760$, d. h. denken wir uns zur Vereinfachung den für die Höhe berechneten Luftdruck auf das Meeresniveau bezogen, was gestattet ist, da uns nicht absolute Werte, sondern nur Differenzen interessieren, so wird

$$dp = 0{,}3\,dT \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (9).$$

Besteht auch am Erdboden zwischen den beiden Orten eine Druckdifferenz dp_0, so erhalten wir als Schlußformel

$$dp = dp_0 + 0{,}3\,dT \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (10).$$

Zur Berechnung absoluter Werte müßte die rechte Seite der Gl. (10) noch mit $\frac{67}{76}$ multipliziert werden, was aber hier außer acht gelassen werden soll.

Mit dieser Formel läßt sich sehr bequem rechnen, und man kann in kürzester Zeit eine ungefähre Darstellung der Luftdruckverteilung in der Höhe gewinnen. Im folgenden wurde als Vergleichsstation Lindenberg gewählt. Es wurde angenommen, daß im warmen Gebiet bei 1 km die Temperatur 10^0 niedriger lag als in den Mittagsstunden am Boden. Im Bereich des Kaltluftkeils wurde die Zunahme seiner vertikalen Erstreckung berücksichtigt. Aus der so erhaltenen mittleren Temperatur wurden für den Abendtermin des 1. Mai die Luftdruckdifferenzen in 1 km Höhe über einigen Stationen Nordwestdeutschlands gegen Lindenberg ermittelt. Die Art der Berechnung ist aus Tabelle 24 zu ersehen.

In Spalte b sind die beobachteten Luftdruckwerte, unter c die potentiellen Temperaturen, in Reihe d die in 1000 m angenommenen Temperaturen, in e die der Rechnung zugrunde gelegten Mitteltemperaturen, in f deren Differenzen gegen Lindenberg, mit 0,3 multipliziert unter g, die Druckifferenzen gegen Lindenberg in h und die zu erwartende Luftdruckdifferenz in 1 km Höhe gegen Lindenberg in i verzeichnet.

In Figur 95 (Seite 90) ist gleichzeitig die so berechnete Luftdruckverteilung im 1000 m-Niveau dargestellt. Wir finden demnach schon in dieser geringen Höhe das Zentrum des tiefen Luftdrucks wesentlich weiter nach Westen verlagert. Der niedrigste Druck reicht etwa von der Nordsee über den Harz nach Sachsen. Der Druckanstieg gegen Westen ist wesentlich schwächer als in der Niederung.

Tabelle 24.

Berechnung der Druckdifferenzen gegen Lindenberg in 1000 m Höhe am 1. Mai 1913, 21 Uhr.

a Station	b Druck	c potent. Temp.	d Temp. 1000 m	e Mittel Temp.	f T.-Diff. g. Ldbg.	g 0,3.f	h Druck-Diff. g. Ldbg.	i g + h
Lindenberg	*55,1*	20	20	*20*	—	—	—	0,0
Berlin	54,6	20	20	20	0	0	−0,5	−0,5
Stettin	56,1	20	20	20	0	0	+1,0	+1,0
Güstrow	54,4	20	20	20	0	0	−0,7	−0,7
Schwerin	54,3	18	16	17	−3	−0,9	−0,8	−1,7
Lüneburg	54,6	15	13	14	−6	−1,8	−0,5	−2,3
Bremen	55,1	14	10	12	−8	−2,4	0,0	−2,4
Oldenburg	56,0	12	6	9	−11	−3,3	+0,9	−2,4
Emden	56,5	10	4	7	−13	−3,9	+1,4	−2,5
Norderney	56,3	8	4	6	−14	−4,2	+1,2	−3,0
Münster	58,1	10	2	6	−14	−4,2	+3,0	−1,2
Helgoland	55,5	14	8	11	−9	−2,7	+0,4	−2,3
Westerland	55,2	9	10	12	−8	−2,4	+0,1	−2,3
Köln	59,0	8	3	5	−15	−4,5	+3,9	−0,6
Dahme	53,8	22	20	21	+1	+0,3	−1,3	−1,0
Dessau	55,1	15	15	15	−5	−1,5	0,0	−1,5
Wasserleben	55,8	15	9	12	−8	−2,4	+0,7	−1,7
Göttingen	56,3	15	7	10	−10	−3,0	+1,2	−1,8
Erfurt	55,2	15	10	12	−8	−2,4	+0,1	−2,3
Hildesheim	56,1	14	13	13	−7	−2,1	+1,0	−1,1
Rudolstadt	54,8	13	8	10	−10	−3,0	−0,3	−3,3
Kassel	57,4	12	6	9	−11	−3,3	+2,3	−1,0
Frankfurt	57,4	12	6	9	−11	−3,3	+2,3	−1,0
Trier.....	60,6	9	2	5	−15	−4,5	+5,5	+1,0
Aachen.....	60,4	9	2	5	−15	−4,5	+5,3	+0,8
Cleve	58,6	8	2	5	−15	−4,5	+3,5	−1,0

Die Ergebnisse der Druckberechnung bestätigen die weiter oben gefundenen Resultate über die Grenzfläche, die am Harz in einer Höhe von 1000 m verlaufen sollte (S. 83); wir finden gerade in diesem Niveau das Depressionszentrum bis zum Harz verschoben, und dementsprechend hat der Brocken noch östlichen Wind. Gleichzeitig liegen im selben Niveau die West- und Ostfriesischen Inseln ganz in der Nähe des Luftdruckminimums.

Es erübrigt sich, auch noch für größere Höhen eine Luftdruckkarte zu zeichnen, da die Ungenauigkeiten wegen der fehlenden Temperaturangaben zu groß würden. Es ist aber ohne weiteres klar, daß sich der tiefste Druck mit zunehmender Höhe immer weiter nach Westen verlagert und wahrscheinlich schließlich sogar westlich des Rheins zu suchen ist. Der Niederschlag in diesen Gebieten kann also sehr wohl als Aufgleitregen angesehen werden.

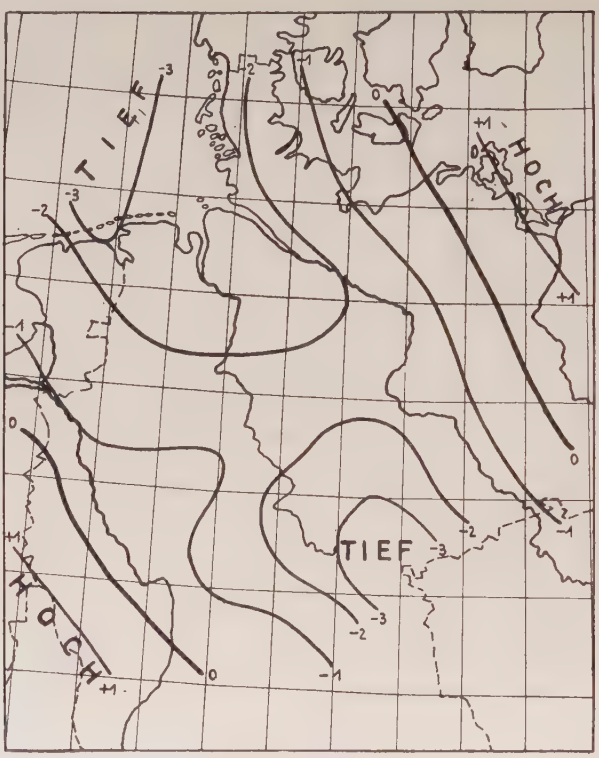
11. Zusammenfassung dieses Beispiels.

In dem Beispiel vom 28. April bis 1. Mai 1913 tritt die große Bedeutung der Grenzflächen für die Entstehung von Gewittern in Erscheinung. Sie entstehen, wo die aufgleitende Luft aus der stabilen in die labile Schichtung übergeführt wird und pflanzen sich mit der Oberströmung längs der Aufgleitfläche fort, deren Neigung nach der Theorie und den Beobachtungen am 1. Mai zu 20′ anzusetzen ist, was auch die für die Höhe berechnete Luftdruckverteilung bestätigt. Selbstverständlich können wir an der Konvergenzlinie keinen vollkommen stationären Zustand voraussetzen, denn dann könnte ja kein Aufgleiten und keine

Gewitterbildung stattfinden, es ist vielmehr anzunehmen, daß die Grenzfläche an den ersten Tagen infolge der täglichen Periode der Temperaturdifferenzen Schwingungen ausführt, die einen wechselnden Vorstoß und Rückzug der verschiedenen Luftkörper und Teiltiefbildungen hervorrufen, gleichzeitig zu Gewitterbildung Veranlassung gebend.

C. Die Gewitter vom 8. Juli 1926.

Die beiden letzten Beispiele werden deshalb noch besprochen, weil sie noch nicht sehr weit zurück liegen und in jener Zeit schon zahlreiche Pilotballon-Aufstiege an den deutschen Flugwetterwarten ausgeführt wurden, die eine Ergänzung der bei Ostgewittern herrschenden atmosphärischen Zustände hinsichtlich der vertikalen und horizontalen Windverteilung im



Figur 95 Luftdruckverteilung in 1000 m Höhe am 1. Mai 1913, 21 Uhr.
(Dargestellt als Differenzen gegen Lindenberg)

und außerhalb des Gewittergebietes darstellen sollen. Die Windmessungen aus der freien Atmosphäre wurden den Veröffentlichungen des Preußischen Aeronautischen Observatoriums entnommen[109]), und die verschlüsselt mitgeteilten Resultate ausgewertet.

Die Gewittertätigkeit sucht die Gebiete zwischen dem 8. und 13. Längengrad heim und reicht nicht über 54° nördlicher Breite hinaus; dabei sind die Gewitter recht verbreitet, es überwiegt wieder eine Zugrichtung von SE nach NW, und abermals wird ein relativ kaltes Gebiet von ihnen betroffen.

Im Laufe des 7. Juli gewinnt ein über dem Mittelmeer gelegenes Tief die Herrschaft über die Witterung Norddeutschlands, indem es nordwärts vordringt. Am folgenden Tage liegt es mit zahlreichen Kernen über Südosteuropa, eine Rinne tiefen Luftdrucks erstreckt

[109]) Aerologische Berichte. Herausgeg. v. Aeronaut. Observ. Lindenberg, Jahrg. 1926, Nr. 5/8.

sich von Ungarn längs der deutschen Mittelgebirge bis zur Zuider-See. Östlich dieser Konvergenzlinie wehen bei heiterem Himmel leichte Winde aus östlichen Richtungen bei sehr hohen Temperaturen, westwärts ist es hingegen vielfach trübe und neblig und im Südwesten Deutschlands sogar teilweise regnerisch; zugleich liegen dort die Morgentemperaturen bis zu 9° niedriger als im Osten des Reiches.

Zur Orientierung über die vertikale Windverteilung diene Tabelle 25.

Tabelle 25.

Vertikale Windverteilung am 8. Juli 1926, vormittags.

a	b	c	d	e	f	g
Station:	Hamburg	Friedrichshafen	Bremen	Leipzig	Bremen	Lindenberg
Zeit:	7	7	7	7	11	11
0	N 1	WSW 7	NE 3	NNE 1	—	ENE 4
0,2	NNE 2	—	—	NEzN 2	NE 6	—
0,5	NEzE 7	—	ENE 5	E 7	ENE 10	ENE 8
1,0	ENE 5	NWzN 17	EzN 5	EzN 5	NEzE 18	—
1,5	ENE 4	C 0	—	E 6	E 4	—
2,0	ENE 5	E 3	E 4	E 4	—	SEzS 7
2,5	EzN 3	E 4	SE 3	—	SEzS 5	—
3,0	ESE 3	E 4	ESE 5	—	SE 3	SE 6
3,5	SE 4	—	SEzE 6	—	SE 3	—
4,0	S 4	E 4	—	—	SSE 7	SEzS 5
4,5	SSW 4	E 4	—	—	—	SzE 5
5,0	WSW 4	—	—	—	—	—
6,0	S 8	—	—	—	—	SWzS 6
8,0	SW 13	—	—	—	—	SWzS 7
km Höhe						

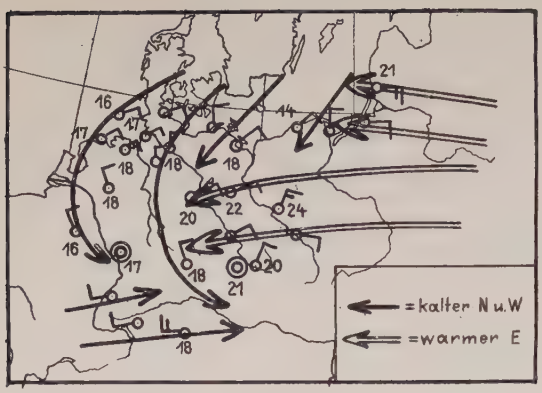
Figur 96 (S. 92) stellt die Windverteilung am Erdboden am Vormittag des 8. Juli dar. Wir erkennen im Osten eine Luftbewegung aus östlichen Richtungen, während weiter westlich der Wind aus Norden weht. Die Grenzfläche befindet sich ungefähr am 12. Längengrad.

Figur 97 zeigt die Strömungsverteilung zur gleichen Zeit in 500 m Höhe. Dort weht allgemein eine kräftige Ostströmung, und die eben erwähnte Grenzfläche macht sich nur noch durch eine schwache Konvergenz bemerkbar. In 1000 m Höhe (Figur 98) weht ein ungestörter reiner Ostwind. An der Strömungsverteilung erkennen wir also, wie der östliche Luftstrom sich über den nördlichen schiebt. Auch in diesem Falle beobachten wir also eine typische Aufgleitfront.

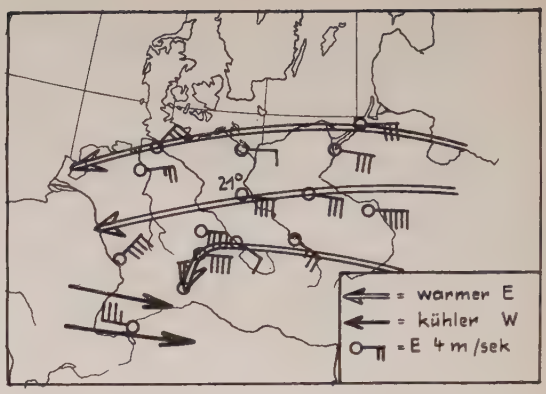
In 3 km Höhe (Figur 99) hat der Wind eine südöstliche Richtung angenommen; in 5000 m (Figur 100) weht er in Süddeutschland aus Osten, im Norden dagegen aus Südwest und West.

Im Gewittergebiet haben wir demnach eine dreifache Windschichtung: in den untersten Schichten Nordost, dann bis 3 km Südost und in noch größerer Höhe schließlich Südwest. Eine solche vielfache Windschichtung muß der Gewitterbildung besonders günstig sein. In den unteren Schichten finden wir wieder die schon so oft erwähnte Aufgleitfläche. Daß die Luftbewegung in höheren Regionen nach Südwesten dreht, ermöglicht leicht eine Zufuhr kalter Luft in den oberen Schichten. Ob dieser Umstand wesentlich für die Entstehung der Gewitter ist, läßt sich nicht entscheiden. Bei dem im vorigen Abschnitt behandelten Beispiel und besonders auch bei der langen Gewitterperiode im Juni 1910 wehte der Wind bis in die größten Höhen aus östlichen Richtungen und daraus folgt, daß die Bedingung westlicher Höhenströmung kein unbedingtes Erfordernis ist, wenn sie natürlich auch eine der Ursachen ist, die zur Verstärkung des Temperaturgefälles beitragen kann.

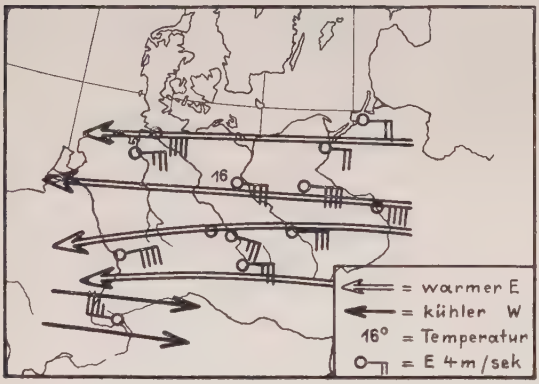
Die Wetterlage zeigt im Laufe des Tages wenig Änderung. Die Konvergenzlinie ist am Abend am 13. Längengrad zu erkennen. Die Temperaturgegensätze sind recht groß: die



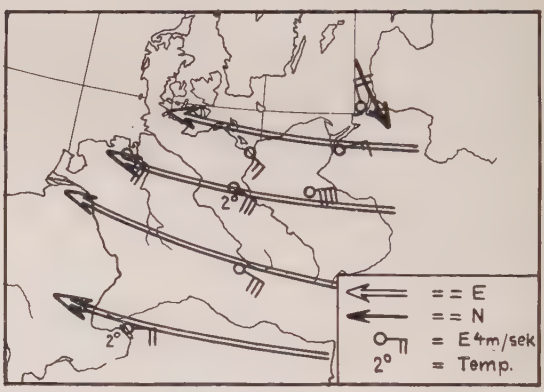
Figur 96,
Strömungsverteilung, Wetter und Temperatur am 8. Juli 1926, 8 Uhr.



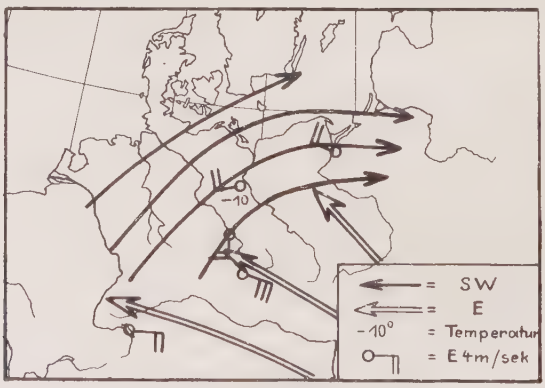
Figur 97.
Strömungsverteilung in 0,5 km Höhe am 8. Juli 1926, vormittags.



Figur 98. Strömungsverteilung in 1 km Höhe am 8. Juli 1926, vormittags.



Figur 99. Strömungsverteilung in 3 km Höhe am 8. Juli 1926, vormittags.



Figur 100.
Strömungsverteilung in 5 km Höhe am 8. Juli 1926, vormittags.

Maximaltemperatur betrug in Berlin 29°, in Aachen dagegen nur 19°. Östlich der Strömungskonvergenz herrscht ungestört heiteres Wetter, im Westen hält sich dagegen die bereits morgens erkennbare Bewölkung, im Zusammenhang mit den im Laufe des Nachmittags sich entladenden zahlreichen Gewittern.

Man sieht auch an diesem Beispiel wieder, daß die Gewitterbildung sich auf die Gegend westlich der Grenzfläche beschränkt, die ihre östliche Begrenzung bildet. In dem wärmsten Gebiet Ostdeutschlands tritt trotz zyklonaler Isobarenkrümmung keine nennenswerte Gewitterbildung ein, die also durch die Aufgleitfront hervorgerufen wird.

D. Die Gewitter vom 8.—9. Juli 1927.

Auch die Gewitter jener beiden Tage weisen dieselben typischen Merkmale auf, wie bei den bisher besprochenen Beispielen. Der tiefste Druck befindet sich zuerst über Südwest- und später über Mitteldeutschland. Besonders eindeutig sind die Verhältnisse am 8. Juli. Nach dem Wetterbericht der Deutschen Seewarte vom Morgen dieses Tages befand sich das Zentrum einer Depression über dem Mittelmeer und reichte in Ausläufern nach Deutschland. Rechts der Elbe lagen die Temperaturen bei heiterem Himmel recht hoch, westlich dieses Flusses war es hingegen bei schwachen nördlichen Winden wesentlich kühler. Es ist also wieder etwa an der Elbe die Aufgleitfront zu vermuten, was die Höhenwindmessungen bei Hamburg bestätigen[110]), wo bis 200 m ENE-Wind 1 m/Sekunde und oberhalb 500 m schon ein ESE-Strom von 6—9 m beobachtet wurde.

Die Wetterlage ändert sich im Laufe des Tages nur wenig, und die Gewitter treten wieder im kälteren Gebiet westlich der Grenzfläche ein, denn sie suchen Westdeutschland zwischen Rhein und Elbe heim. Die Windverteilung am Nachmittag läßt sich aus den Beobachtungen einiger Stationen Westdeutschlands verfolgen. Köln hat bis 200 m leichten NNE, dann bis 1000 m schwachen ENE, in 1500 m E 7, von 2000—3000 m ESE 10 und noch höher reinen Südostwind. In Bremen befindet sich die Windscheide zwischen NE und SE in 900 m Höhe, ebenso in Essen, wo sie allerdings nicht so ausgeprägt ist. Diese Windverteilung ist typisch für die Entstehung von Ostgewittern, und es ist schon oft genug darauf hingewiesen worden.

Am 9. Juli hat sich der tiefste Druck bis Mitteldeutschland vorgearbeitet, wo das Barometer unter 747 mm gefallen ist. Dieser für den Sommer außerordentlich tiefe Luftdruck mußte natürlich zur Bildung sehr schwerer Gewitter führen, und es fanden an jenem Tage die furchtbaren Unwetterkatastrophen im östlichen Erzgebirge statt, die zahlreiche Menschenopfer durch Überschwemmung forderten[24]).

Die Gewittertätigkeit umfaßt neben Oberschlesien und den südostdeutschen Gebirgen — wo auch am Vortage schon zahlreiche Unwetter niedergingen — wieder die Landstriche zwischen Elbe und Rhein. Auch in diesem Falle treten die Gewitter also westlich der schon am Vortage an der Elbe erkennbaren Konvergenzlinie auf, die ihre Lage nicht verändert hat. Mittags beobachtet Berlin 27° bei wolkigem Himmel und mäßigem Ostwind, Nordhorn dagegen nur 21° bei nordöstlichem Wind und gleichzeitigem Gewitter. Die Windverteilung über den Stationen Berlin, Hamburg und Bremen sei im Auszug in Tabelle 26 mitgeteilt.

Tabelle 26.

Windverteilung am 9. Juli 1927, vorm.

a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	
Station	Zeit	0,0	0,2	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	km Höhe
Berlin	7	ENE 4	ENE 10	E 14	E 17	E 16	—	—	—	
Hamburg .	9	NE 7	NE 8	ENE 19	ESE 20	E 14	EzS 16	E 15	E 13	
Bremen ...	7	NE 5	—	E 17	E 19	SEzE 20	ENE 19	E 14	—	

[110]) Aerologische Ber., Jahrg. 1927, Nr. 25 und 26.

Sie zeigt, daß im Westen über einer nordöstlichen Unterströmung der Wind zwischen 1000 und 2000 m aus ESE weht. Diese starke Schichtung ist über Berlin nicht anzutreffen. Die größte Richtungsdifferenz beträgt dort nur $22^1/_2$ Grad, erreicht dagegen in den Hansastädten 56^0.

Abgesehen von den in den Abendstunden an der Vorderseite der von Südwest vordringenden kalten Luftmassen entstehenden Böengewittern, entladen sich die Unwetter der Vormittagsstunden zwischen Elbe und Rhein westlich der Grenzfläche zwischen Nordost- und Ostwind. Da diese ihre Lage beibehalten hat, entladen sich die Gewitter über derselben Gegend wie am Vortage.

Dieses Beispiel ist ähnlich den vorangegangenen, es entstehen wieder Ostgewitter an der Grenzfläche nordöstlicher und östlicher Luftströmung und entsprechender Temperaturverteilung. Die Wetterlage war typisch für deren Entwicklung: tiefer Druck im Südwesten und Süden des Erdteils bei hohem Barometerstand im Norden. Dieser Zustand war eine Hauptursache des unwetterreichen Sommers 1927, mit seinen häufigen und langen Gewitterperioden.

Zusammenfassung.

Die Gewitterneigung nimmt mit fallendem Luftdruck, steigender Temperatur, besonders aber mit wachsendem Dampfdruck zu. Zyklonale Luftbewegung und starke Windänderung mit der Höhe im Verein mit großer Feuchtigkeit stellen die günstigsten Bedingungen für die Entstehung von Gewittern dar.

Es lassen sich 3 Typen von Wetterlagen unterscheiden, die zu längeren Gewitterperioden wandernder Gewitter Veranlassung geben: Die Westgewitter sind an den Einbruch kälterer Luftmassen gebunden und entstehen bei der periodischen Aufeinanderfolge von Ausläufern einer im Westen oder Nordwesten gelegenen Depression. Ihnen geht in der Regel eine Abkühlung der oberen Luftschichten voraus. Die längsten Gewitterperioden treten bei den Ostgewittern ein, die vornehmlich an einer Grenzfläche kühlerer nordöstlicher und warmer südöstlicher Luftströmung entstehen und sich in das kalte Gebiet hinein fortpflanzen. Die lange Dauer dieses Gewittertypus erklärt sich durch die vielfach stationäre Lage der Konvergenzlinie. Kurze Gewitterfolgen treten schließlich noch bei westöstlichem Druckgefälle und gleichgerichtetem Temperaturgradienten ein. Diese Gewitter ziehen aus südlichen bis westlichen Richtungen herauf und verdanken ihre Entstehung gleichfalls einer Grenzfläche.

Für die Fortpflanzung eines Gewitters scheint neben dem in den unteren Schichten fortschreitenden Kaltluftkeil eine in der Höhe vorausgehende Abkühlung eine große Rolle zu spielen. Lokale Wärmegewitter treten mit Vorliebe dort ein, wo verschieden erwärmte Landstriche aneinandergrenzen. Von größter Bedeutung ist die Feuchtlabilität, die als Funktion von Temperatur und Taupunkt dargestellt werden kann.

Die lange Folge von Gewittertagen im Juni 1910 wird näher untersucht, und es wird nachgewiesen, daß die Gewitter zum größten Teil vom warmen ins kalte Gebiet ziehen — es handelt sich um typische Ostgewitter. Die primären Druckwellen verursachen die Gewitter wohl indirekt durch die allgemeine Luftdruckverteilung, ihre Entstehung aber häuft sich allein bei Vergrößerung der Temperaturgegensätze; die Schichtung war während dieser ganzen Zeit wenig stabil.

Das Beispiel vom 28. April bis 1. Mai 1913 zeigt besonders deutlich, wie die Gewitter ihre Entstehung einer Grenzfläche verdanken und sich dort entwickeln, wo die aufgleitende warme Luft aus stabiler in labile Schichtung übergeführt wird. Die Beispiele vom 8. Juli 1926 und 8.—9. Juli 1927 lassen gleichfalls erkennen, daß die Ostgewitter dort entstehen, wo sich eine warme östliche Strömung über eine kältere nordöstliche schiebt; deshalb finden wir die Gewitter dort, wo über einer relativ kühlen nordöstlichen Bodenströmung in der Höhe eine östliche bis südöstliche Luftbewegung anzutreffen ist.

Alle wandernden Gewitter der Ebene scheinen an Grenzflächen gebunden zu sein; sie entstehen meistens an Einbruchsfronten, können ihre Entstehung aber auch einer Aufgleitfront verdanken, durch deren Vorhandensein besonders alle Ostgewitter bedingt zu sein scheinen.

Lebenslauf

Am 29. September 1907 wurde ich, Richard Theodor Anton Scherhag, katholischer Konfession, als Sohn des Fabrikbesitzers Richard Scherhag, zu Düsseldorf geboren. Dort besuchte ich das Reform-Realgymnasium „Rethelschule", das ich Ostern 1926 mit dem Zeugnis der Reife verließ. Dann studierte ich an den Universitäten Bonn, Köln und Berlin Mathematik, Physik, Geographie, Meteorologie, Ozeanographie und Philosophie. Meine akademischen Lehrer waren die Herren Professoren und Dozenten:

in Bonn: Beck, Konen, Philippson;
in Köln: Darapsky, Dörge, Druxes, Falkenhagen, Fischer, Hamburger, Kahl, Plessner, Pollog, Rinkel, Spethmann, Thorbecke;
in Berlin: Bartels, Bieberbach, Defant, Dessoir, Feigl, H. von Ficker, Hammerstein, Henning, Hergesell, Hettner, Kähler, Köhler, Knoch, Less, Marcuse, Pollaczek, Reichenbach, Rieffert, Robitzsch, Rühl, Stumpf, Wehnelt.

Allen meinen Lehrern, ganz besonders aber Herrn Professor H. von Ficker, bin ich für die Anregung zu dieser Arbeit und das ständige Interesse an ihr zu tiefstem Dank verpflichtet.